This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.

$B 24 154

Dr. Gallian Schmids Naturwissenschaftliche Schüler-Bibliothek

17

Saffenfeld
Aus dem Luftmeer

Dr. Bastian Schmids

Naturwissenschaftliche Schülerbibliothek

Ein … Gedanken-
kreis … Freund und
Führer …, sollst Du
selbstt… achtung im
Hause, …uf Wande-
rungen … Werkstätten
großer … nnt. Falls
Deine … die Biblio-
thek u… bereits auf
naturw… Anregungen
und A… hek ist und
sein ka… ie Du durch
rege S… nverlangter
Arbeit … bst Du Dich
in Dei… Physik und
Chemi… d ihrer Ge-
setzmä… Du physi-
kalische… Verständnis
für ne… tück „Kunst
im M… r Reihe er-
lauchte… Physikern,
mit H… rbeiten des
Schwei… mit einem
oder e… kommen ist,
dessen … zugleich ist
solche …leten kann."

Du wanderst mit Dahms, Franz, Graebner, Höck und Volk hinaus an die Gestade der Ost- und Nordsee von der Kurischen Nehrung bis zu den friesischen Inseln, vom Buchengrün auf Rügen bis zum Silberdiadem der Alpen und lernst Deine weite deutsche Heimat, ihr Tier- und Pflanzenleben kennen. Rusch lenkt Deinen Blick zu den stillen Sternenbahnen empor und leitet Dich zur Beobachtung der Gestirne an. M… Du, aus-

gerüstet mit den Erfahrungen eines unserer geübtesten Naturphotographen, Georg E. F. Schulz, hinaus, um Charakterlandschaften, botanische, zoologische und andere Aufnahmen nach sicherer Anleitung zu machen. Nimführ ist Dir ein getreuer Führer in Deinem Bestreben, Dich zum vollen Verständnis der physikalischen und meteorologischen Grundlagen der Luft-Schwimm- und Flugfahrzeuge durchzuringen. Radunz führt Dich zu unseren stolzen Schiffen und Werften, zu den Ozeandampfern und stattlichen Linienschiffen und zeigt Dir ihr Werden, ihr Vergehen und ihre geschichtliche Entwicklung. Die Bände selbst sind künstlerisch ausgestattet und dauerhaft in Leinwand gebunden.

1. u. 2. Physikalisches Experimentierbuch. Von Prof. Hermann Rebenstorff in Dresden. In 2 Teilen. I. Teil. Für jüngere u. mittlere Schüler. Mit 99 Abbildungen. M. 3.— II. Teil. Für mittlere u. reife Schüler. Mit 87 Abbildungen. M. 3.—

In diesen Bändchen lernst Du gewissermaßen spielend die feststehenden Begriffe der Physik kennen und in ihrer Bedeutung würdigen, um mit diesem Schatz ausgerüstet später mit um so größerem Erfolg darauf aufbauen zu können. Trägheit, Schwerpunkt, spezifisches Gewicht, Auftrieb, Tonhöhe, Reflexion, Hygroskop, Lichtbrechung, Spektrum, Isolator, galvanischer Strom, Akkumulator, sind in bunter Reihenfolge einige dieser elementaren Begriffe, mit denen man bei gutem Willen recht vertraut werden kann, zumal bei den Versuchen die in einfachsten Formen hergestellten Illustrationen zu Hilfe kommen.

3. An der See. Geographisch-geologische Betrachtungen für mittlere u. reife Schüler. Von Prof. Dr. P. Dahms in Zoppot. Mit 61 Abb. M. 3.—

Das Büchlein ist vorzugsweise für solche geschrieben, die zur Sommerfrische an die See gehen, und versucht in schlichter Sprache im Anschluß an einfache Erscheinungen und solche Experimente, die man mit geringer Mühe wiederholen kann, Aufschluß zu geben. Da jeder, der zuerst an den Strand kommt, sich eifrig dem Bernsteinsammeln hingibt, wird dieses Mineral in einem besonderen Kapitel für sich behandelt. Auch verschiedene Erscheinungen physikalisch-meteorologischer Natur, die durch ihre Natur an die Wasserkante geknüpft sind, kommen zur Besprechung.

4. Große Physiker. Für reife Schüler. Von Dir. Prof. Dr. Hans Keferstein in Hamburg. Mit 12 Bildnissen. M. 3.—

Das Buch beginnt mit einer Beschreibung und Würdigung der Arbeiten und Entdeckungen des Kopernikus und des Kepler im Zusammenhange mit den Leistungen Tycho de Brahes und geht dann dazu über, die gewaltige Bedeutung eines Galilei und eines Newton für den Fortschritt der Naturerkenntnis ihrer Zeit zu klarer Darstellung zu bringen. Newtons vielseitige Forschungen geben Veranlassung, auch der großen Verdienste um ihre weitere Ausgestaltung zu gedenken, die mit den Namen Huygens, Kant und Laplace verbunden sind. Faradays Leistungen auf dem Gebiete des Magnetismus und der Elektrizität im Zusammenhange mit den Arbeiten Maxwells führen in ein Forschungsgebiet, dessen Kenntnis

eine tiefgehende Umwälzung in die Naturauffassung des vorigen Jahrhunderts gebracht hat. Von nicht geringerer Bedeutung ist die Entdeckung des Gesetzes von der Erhaltung der Kraft durch Robert Mayer, eines Satzes, der in v. Helmholtz seinen berühmtesten Verkünder, Begründer und Ausgestalter gefunden hat. Die bahnbrechenden Forschungen dieses genialen Physikers auch auf dem Gebiete der Optik, der Akustik und der Elektrizität werden ins rechte Licht gestellt, und es wird der Anregungen gedacht, die ihm Heinrich Hertz, der Entdecker der elektrischen Wellen, verdankt. 12 vortreffliche Bildnisse geben eine willkommene Anschauung auch der äußeren Persönlichkeit jener großen Männer, deren wissenschaftliche Entwicklung und Bedeutung mit bewundernder Verehrung geschildert wird.

5. Himmelsbeobachtung mit bloßem Auge. Für reife Schüler. Von Oberlehrer Franz Rusch in Dillenburg (Hessen-Nassau). Mit 30 Figuren und 1 Sternkarte. M. 3.50.

„Ein sehr anregend geschriebenes Buch. Auf Grundlage von Beobachtungen, die der Leser mit bloßem Auge gewinnen kann, wird er eingeführt in die Lehre der Zeit- und Ortsbestimmung. Sternhimmel, Sonne mit den periodischen Sonnenflecken, der Mond und seine Trabanten, die Planeten, Kometen und Meteore im Anschluß an die Erlebnisse der jüngsten Zeit werden in Größe, Form, Umdrehungs- und wirkliche oder scheinbare Umlaufszeiten untersucht. Wechselnde Helligkeit und Farbe geben Anlaß zu photometrischen und photographischen Fragen. Vorzügliche Abbildungen, tabellarische Zusammenstellungen und eine photographisch reduzierte Sternkarte bilden eine vortreffliche Ergänzung des Textes." (Nationalztg., Basel.)

6. u. 7. Geologisches Wanderbuch. Für mittlere und reife Schüler. Von Prof. K. G. Volk in Freiburg i. B. 2 Teile. I. Teil. Mit 169 Abbildungen und 1 Orientierungstafel. M. 4.— [II. Teil in Vorbereitung.]

Ein jubelndes, fröhliches Buch vom Wandern und Schauen. Vom Wandern in die Berge der deutschen Heimat, vom Schauen in ihre wechselvollen Lebensschicksale. Mit auf den Weg sollen dem jungen Wandersmann die nötigsten geologischen Grundbegriffe gegeben werden. Daher wird durch Beobachtungen in der Heimat („Dem Bach entlang", „Brunnen und Quellen", „Baumaterial der Heimat", „Mit Winkelmesser, Kompaß und Meßtischblatt", „Die Steine im Kampf mit Wind und Wetter") das Auge erst zum Schauen froh und reif gemacht. Dann aber geht's vom Sprungbrett der Heimatscholle aus hinaus in die deutschen Lande weiter draußen, in die Waldheimat des Altthüringers, ins Rheinische Schiefergebirge, in den westfälischen Urwald, in den Harz, ins Erzgebirge usf. Und es ist nicht so sehr die Landschaft von Heute, die der wandernde Jungbursch schaut, als die von Gestern und Vorgestern, wie sie im Rollen der Zeitäonen geworden ist. In das Buch ihrer Geschichte will ihn die Landschaft schauen lassen. Und je weiter der Wanderer schlendert von Landschaft zu Landschaft, sei es in Wirklichkeit oder in Gedanken nur, desto mehr durchmißt und durchschreitet er in natürlicher Aufeinanderfolge die einzelnen Zeitepochen und Perioden der ganzen Erdentwicklung.

8. Küstenwanderungen. Für mittlere und reife Schüler. Von Dr. V. Franz in Frankfurt a. M. Mit 92 Figuren. M. 3.—

Der Verfasser begleitet den jungen Leser auf Wanderungen am Nordsee- und Ostseestrande. Dabei findet sich Gelegenheit, verschiedene Themen aus

Dr. Baſtian Schmids naturwiſſenſchaftliche Schülerbibliothek

17

Aus dem Luftmeer

Meteorologiſche Betrachtungen für mittlere und reife Schüler

von

Max Saſſenfeld

Oberlehrer am Kgl. Gymnaſium zu Emmerich a. Rh.

Mit 40 Abbildungen

UNIV. OF CALIFORNIA

Leipzig und Berlin

Druck und Verlag von B. G. Teubner

1912

QC861
S3

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	III
Begriff der Meteorologie	1
Die Temperatur der unteren Luftschichten	5
Die Wasserdämpfe in der Luft	25
Die Temperatur der höheren Luftschichten	31
Die Kondensationsformen des Wasserdampfes an der Erdoberfläche	44
Die Wolken	50
Die Niederschläge	66
Der Luftdruck	86
Die Luftströmungen	93
Das Wetter (Die Zyklonen und Antizyklonen)	107
Elektrische Erscheinungen	139
Optische Erscheinungen	153
Zahlentafeln	167
Meteorologische Zeichen und Abkürzungen	176
Sachverzeichnis	177

Copyright 1912 by B. G. Teubner in Leipzig.

Alle Rechte, einschließlich des Übersetzungsrechts, vorbehalten.

Vorwort.

Es ist eine alte Erfahrung, die man immer wieder von neuem macht, daß das Ungewöhnliche den Menschen fesselt, während das Alltägliche unbeachtet bleibt. So reden wir mit Vorliebe von außerordentlichen und seltenen Witterungserscheinungen; aber an dem, was sich fast täglich im Reiche der Luft abspielt, gehen wir gleichgültig und verständnislos vorüber. Und darauf will der Verfasser in diesem Bande vor allem den Blick und die Aufmerksamkeit des Lesers lenken. Er widmet den zierlichen Schneekristallen, den bald glänzend weißen, bald drohend schwarzen Wolken, dem farbenprächtigen Regenbogen, den unscheinbaren Tautropfen eine eingehende Besprechung und hofft, daß auch diese Erscheinungen, denen der Fluch der Alltäglichkeit anhaftet, dem, der offenen Auges in die Natur schaut, eine Quelle reiner Freude werden.

Doch mit dem Beobachten allein ist es nicht genug; auch zu einfachen instrumentellen Messungen und deren Verarbeitung gibt der Verfasser Ratschläge und Winke. Solche Messungen werden, wenn sie auch nur in beschränktem Maße, aber regelmäßig durchgeführt werden — und dazu hat jeder Schüler reichlich Zeit —, immer neue Anregung geben und den Einblick in das unermüdliche Spiel von Wind und Wetter vertiefen; sie werden das Verständnis der Wetterkarten, die ja erfreulicherweise so weit verbreitet sind, bedeutend fördern und ein selbständiges Urteil über den Wert und den Inhalt der Wettervorhersage ermöglichen.

In der Neuzeit, in der die Luftfahrt eine so mächtige Entwicklung erfahren hat, kommt der wissenschaftlichen Erforschung der höheren Luftschichten eine ganz besondere Bedeutung zu. Es sind

283910

daher auch die wichtigsten Ergebnisse aus diesem Wissensgebiete in die Darstellung aufgenommen worden. So mögen diese Kapitel dem Leser einen Begriff von der vor einem Jahrzehnt noch nicht geahnten Ausdehnung des Arbeitsfeldes der Meteorologie vermitteln.

Die Photographien der Wolkenbilder hat mir in liebenswürdiger Weise Herr Prof. Dr. Süring, der Direktor des Meteorologischen Observatoriums in Potsdam, überlassen.

Emmerich, im März 1912.

M. Saffenfeld.

UNIV. OF
CALIFORNIA

Begriff der Meteorologie.

Es ist September. Dichter nässender Nebel lagert in der Frühe über Stadt und Land; auf Wiesen und Feldern hat die Kühle der Nacht reichlichen Tau hervorgezaubert. Die Luft ist kalt und ruhig. Doch bald erhebt sich ein sanfter Luftzug, die Nebeldecke zerreißt, siegreich dringen die Sonnenstrahlen durch, und schließlich jagt der Wind die letzten Nebelschwaden hinweg. Blauer klarer Himmel spannt sich über der Erde aus; noch einmal nach des Sommers Hitze spendet die Sonne gleichsam mit verjüngter Kraft Wärme den Fluren, auf denen der Landmann reichliche Ernte einsammelt. Die angenehme Temperatur lockt uns ins Freie, und in vollen Zügen genießen wir das herrliche Wetter des Altweibersommers. Am Himmel zeigen sich einige weiße zierliche Wölkchen, für den Wetterkundigen ein Zeichen, daß Regen und Wind bevorstehen. Immer mehr sinkt das Tagesgestirn dem Horizonte zu; im Westen leuchtet der Himmel in zartem Gelb oder Rot, und wenn vollends die Sonne untergegangen, erstrahlt in mildem Schein das Purpurlicht, den Übergang vom Tag zur Nacht vermittelnd.

Wir sehen die Farbenpracht der Dämmerungserscheinungen oft genug; doch wie wenige gibt es, die ihren Verlauf verfolgen und ihn zu beschreiben wissen! Denn nichts regt den Menschen weniger zum Nachdenken und Betrachten an als das Alltägliche. Die wunderbar kunstvollen Schneesterne, die Tautropfen, die Diamanten gleich im Sonnenlicht funkeln, und gar erst die düstern grauen Wolken, aus denen tagelang der Regen eintönig herabfällt, es sind zu häufige Erscheinungen, als daß sie uns zum Nachdenken veranlassen. Dagegen lenken auffallende Witterungserscheinungen stets unsere Aufmerksamkeit auf sich; von strengen Wintern und heißen

Sommern, von heftigen Stürmen, verheerendem Hagel und Überschwemmungen berichten uns die Wetterchroniken vergangener Jahrhunderte. Solche Ereignisse bringen uns ja zum Bewußtsein, wie sehr unser Befinden, Landwirtschaft, Gartenbau, Handel, Industrie und Schiffahrt von Wind und Wetter abhängig sind; sie bringen uns Nutzen oder unberechenbaren Schaden, und deshalb nehmen sie unser ungeteiltes Interesse in Anspruch.

Es ist immer ein Bestreben der Menschheit gewesen, die Zukunft zu entschleiern, und es darf uns daher nicht wundern, wenn eine Vorhersicht des Wetters von jeher zu den Wünschen des Menschen gehörte. Schon in den Urzeiten Babylons gab es gewisse Wetterregeln, die sicher das Ergebnis aufmerksamer Beobachtungen waren; auch in dem ältesten Schriftwerk, der Bibel, treffen wir sie, und manche haben sich bis in unsere Zeit zum Teil unverändert erhalten. Doch wir sind heute einen ganz bedeutenden Schritt weiter; ein staatlicher Wetterdienst ist eingerichtet, an öffentlichen Gebäuden wie in Zeitungen begegnen wir Ankündigungen über die bevorstehende Witterung, so daß jeder, der Ausflügler, der Landwirt, der Seemann Kenntnis erhält. Es kann uns da nicht überraschen, wenn allmählich die Meinung aufkam, die Meteorologie sei die Lehre von der Wettervorhersage, und ihr Bestreben müsse es sein, die Methoden, die zur Wettervorhersage dienen, immer mehr zu verbessern und zu vervollkommnen. Wie oft hört man, die Meteorologie leiste nicht viel: dieses voreilige Urteil entspringt jener Ansicht, denn die Wettervorhersage läßt in der Tat noch manches zu wünschen übrig.

Diese Auffassung von den Aufgaben der Meteorologie ist indes grundfalsch: die Meteorologie hat mit der Wettervorhersage recht wenig zu tun. Zwischen beiden Wissensgebieten besteht höchstens dasselbe Verhältnis wie zwischen Physik und Technik. Die Meteorologie untersucht vielmehr die einzelnen Vorgänge und Erscheinungen, die sich in der Luft abspielen, z. B. die Wolken in bezug auf Zugrichtung, Höhe, Geschwindigkeit, Form,

und Entſtehung oder die Temperatur in bezug auf jährliche und tägliche Schwankungen und Änderung mit der Höhe; ſie forſcht nach Geſetzmäßigkeiten in dem Zuſammenhang der Erſcheinungen und ihren Veränderungen, und endlich iſt ſie bemüht, die Vorgänge im Luftmeer auf die Geſetze der Phyſik zurückzuführen. Man hat daher die Meteorologie paſſend oft die Phyſik der Atmoſphäre genannt. Wir dürfen uns durch dieſe Bezeichnung aber nicht zu dem Glauben verleiten laſſen, als ſeien die Methoden der Meteorologie dieſelben wie die der Phyſik. Das Experiment ſteht dem Meteorologen nicht zur Verfügung.

Kennten wir nun genauer den Zuſammenhang und das Zuſammenwirken der Größen, die den Zuſtand der Luft beſtimmen — es ſind dies Temperatur, Feuchtigkeit, Druck, Bewegung oder Wind, Bewölkung und Niederſchlag, wir nennen ſie die meteorologiſchen Elemente —, dann wäre auch eine feſte Grundlage für die Vorherbeſtimmung des Wetters geſchaffen. Davon ſind wir aber noch weit entfernt, und daher bleibt für die praktiſche Meteorologie — ſo dürfen wir die Lehre von der Vorherbeſtimmung des Wetters bezeichnen — nichts anderes übrig als den Weg der Erfahrung zu beſchreiten, wobei ſie ſich natürlich auch die Ergebniſſe der phyſikaliſchen Meteorologie zunutze machen wird.

Zu einer exakten Wiſſenſchaft konnte ſich die Meteorologie aber erſt entwickeln, als es möglich wurde, mit Inſtrumenten den Verlauf der atmoſphäriſchen Vorgänge meſſend zu verfolgen. Da die meteorologiſchen Elemente von Ort zu Ort und noch mehr von Tag zu Tag ſich ſehr ändern, ſo iſt eine ſtändige Beobachtung an möglichſt vielen Orten notwendig; man hat daher meteorologiſche Stationen gegründet, an denen zu beſtimmten Terminen der Stand der Inſtrumente und in Kürze der Verlauf der Witterungserſcheinungen aufgezeichnet wird. In allen ziviliſierten Staaten beſtehen gegenwärtig zahlreiche meteorologiſche Stationen, und viele blicken auf eine über 100 Jahre lange Beobachtungszeit zurück. An Obſervatorien ferner, von denen das muſtergültig eingerichtete

zu Potsdam besonders erwähnt sei, schreiben eigens konstruierte Apparate fortdauernd den Verlauf der meisten meteorologischen Elemente selbsttätig auf; doch werden hier auch schwierigere Messungen wie der Wolkenhöhe, der Sonnenstrahlung ausgeführt. Es gibt indes auch eine Reihe atmosphärischer Erscheinungen, die jeder ohne Instrumente beobachten und studieren kann, so Gewitter, Größe der Himmelsbedeckung, Wolkenformen, Regenbogen, Form der Hagelkörner und Schneesterne, und auf sie soll im folgenden vor allem hingewiesen werden.

Einen wesentlichen Fortschritt in der Erkenntnis der Vorgänge im Reiche der Luft erzielte man, als man auf Berggipfeln meteorologische Stationen errichtete und die hier gewonnenen Ergebnisse mit denen am Fuße des Berges verglich. Solche Wetterwarten hat man, um einige der wichtigeren zu nennen, auf dem Brocken (1148 m), der Schneekoppe (1610 m), der Zugspitze (2964 m), Deutschlands höchstem Gipfel, auf dem Großen St. Bernhard (2476 m), dem Säntis (2500 m) und dem Sonnblick (3106 m) in den Hohen Tauern eingerichtet. Sie haben besonderen Wert, weil der Beobachter ständig in jenen Höhen weilt; wegen der Ungunst der Witterung und der Schwierigkeit der Lebensführung kommt man natürlich über eine gewisse Höhe nicht hinaus. Aber schließlich interessieren uns mehr noch die Vorgänge, wie sie sich im freien Luftmeer abspielen fern von den Erhebungen und Einflüssen der Erdoberfläche. Das führte dazu, Ballons und Drachen, die mit selbstregistrierenden Instrumenten versehen sind, in das Luftmeer emporzusenden. Seit zwei Jahrzehnten wird dieser Wissenszweig eifrigst gepflegt, und manches schöne und oft überraschende Ergebnis lohnte die Mühen der Untersuchung. Aber noch viele Rätsel harren der Lösung, und immer andere tauchen auf; das Arbeitsfeld unserer Wissenschaft hat eine ungeahnte Ausdehnung erfahren. Mit Recht kann man heute sagen:

Der Fortschritt der Meteorologie liegt hoch in den Lüften!

Die Temperatur der unteren Luftschichten.

Wenn wir an einem kalten Wintertage in unserm Bekanntenkreis eine Umfrage halten, welches wohl die tiefste Temperatur in der Nacht gewesen sei, so werden wir mehr oder weniger abweichende Angaben hören. Im Sommer an einem heißen, wenig bewölkten Tage werden wir dieselbe Erfahrung machen; wenn wir Glück haben, werden wir von einer „Temperatur in der Sonne" und dann von besonders hohen Zahlen Kenntnis erhalten. Es soll nun nicht geleugnet werden, daß kleinere Unterschiede in der Temperatur vorkommen können; der Hauptgrund für die Abweichungen ist aber in der meist ungünstigen Aufstellung und Ungenauigkeit der Thermometer zu suchen.

Das Thermometer. Wie bekannt, besteht das Thermometer aus einer Glaskugel, die in eine überall gleichweite oben zugeschmolzene Glasröhre ausläuft. Kugel und ein Teil der Röhre sind mit Quecksilber oder Weingeist gefüllt. Bei Erwärmung steigt, bei Abkühlung sinkt die thermometrische Flüssigkeit. Taucht man die Kugel eines guten Thermometers in schmelzendes Eis, später in Dämpfe von siedendem Wasser, so stellt sich der Quecksilberfaden an zwei bestimmten Punkten der Thermometerröhre ein; auf der Skala sind diese Punkte mit 0 und 100 bezeichnet, und ihr Zwischenraum ist in 100 gleiche Teile, Grade, geteilt. Die Teilung wird unter dem Nullpunkt fortgesetzt; diese Grade werden mit einem vorgesetzten Minuszeichen versehen. Die Wissenschaft benutzt nur die hundertteilige Skala, die auch nach dem Schweden Celsius benannt wird. Celsius selbst indes bezifferte die Grade umgekehrt; an unsern Nullpunkt setzte er 100 und an den Endpunkt des Quecksilbers in siedendem Wasser 0. Die jetzt übliche Bezeichnung hat zuerst der schwedische Botaniker Karl von Linné angewandt; in einer Beschreibung des botanischen Gartens zu Upsala aus dem Jahre 1745 bemerkt er: thermometrum nostrum est 0 in puncto congelationis et numerat 100 ad gradus aquae

coquentis.[1]) Neben der hundertteiligen Skala sind noch andere in Gebrauch; Réaumur teilt den Abstand zwischen jenen festen Punkten in 80, Fahrenheit in 180 Teile ein, wobei letzterer an unserm Nullpunkt die Zahl 32 hat. Eine Verwandlung in Celsiusgrade ist einfach; es sind $x^0\,\mathrm{R} = {}^5/_4\,x^0\,\mathrm{C}$ und $x^0\,\mathrm{F} = (x-32)\cdot{}^5/_9\,^0\mathrm{C}$; man sollte aber auch im täglichen Leben die noch weit verbreitete Réaumursche Teilung durch die von Celsius ersetzen, wie man ja auch kaum noch mit Ellen, Fuß, Lot u. dgl. rechnet.

Wann die ersten Thermometer hergestellt wurden, wissen wir nicht bestimmt; 1641 wurden Weingeistthermometer von dem Großherzog Ferdinand II. von Toskana und 1657 Quecksilberthermometer von den Mitgliedern einer wissenschaftlichen Gesellschaft in Florenz benutzt. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß schon einige Jahre vorher derartige Instrumente angefertigt wurden.

Erinnern wir uns jetzt, um über die Aufstellung des Thermometers Klarheit zu bekommen, auf welche Weise die Wärme sich ausbreitet. Erwärmen wir einen Metallstab an einem Ende durch Eintauchen in heißes Wasser, so gelangt die Wärme von Schicht zu Schicht allmählich nach dem andern Ende; diesen Vorgang nennt man Wärmeleitung. Nähern wir uns einem heißen Ofen, so bemerken wir einen Übergang von Wärme auf unsern Körper, ohne daß die dazwischenliegende Luft merklich erwärmt ist; diese Art der Wärmeübertragung heißt Wärmestrahlung. Ein Thermometer darf seine Wärme nur durch Berührung mit der umgebenden Luft, also nur durch Leitung, erhalten. Die Ostseite eines Hauses wird von den Sonnenstrahlen den ganzen Vormittag getroffen; sie erwärmt sich weit über die Temperatur der Luft und strahlt infolgedessen Wärme aus. Ein ungeschütztes Thermometer aber in der Nähe der nachmittags unbeschienenen Wand fängt die Strahlen auf, es wird also eine höhere Temperatur anzeigen als die Luft

1) Ins Deutsche übertragen: Unser Thermometer hat 0 am Gefrierpunkt und zeigt 100 in siedendem Wasser.

wirklich hat. Befindet sich umgekehrt die Thermometerkugel einem kälteren Körper gegenüber, so verliert sie Wärme, und ihre Temperatur sinkt unter die der Luft. **Vor Strahlung jeder Art ist also das Thermometer sorgfältig zu schützen**; sie ist eine sehr ergiebige Fehlerquelle und in erster Linie die Ursache, warum die Angaben der Thermometer in einem engeren Bezirk häufig so sehr voneinander abweichen.

Die üblichen Fensteraufstellungen an unsern Wohnungen sind meist nicht gut. Man bringt das Thermometer an der Nordwest- oder Nordseite des Gebäudes in 20—50 cm Entfernung von der Wand an und darüber ein Schutzdach, so daß es nicht von den Niederschlägen getroffen wird; für Beobachtungen in den Morgenstunden ist die Südseite vorzuziehen. Auch die Höhe des Instrumentes über dem Erdboden ist nicht gleichgültig. Da in der dem Erdboden auflagernden Luftschicht größere Unterschiede — manchmal bis zu 20° — auftreten können, so ist man übereingekommen, das Thermometer in mindestens 2 m, am besten in 3 m Höhe über dem Boden anzubringen. Man wähle endlich einen Platz, an dem hinreichender Luftwechsel stattfindet. Zwischen den Häusern, wo die Strahlung mächtig wirkt und die Luft nur wenig oder langsam abfließt, bekommt man stets zu hohe Temperaturen, vor allem inmitten der Großstadt. An meteorologischen Stationen benutzt man Gehäuse aus Zinkblech mit zum Teil durchbrochenen Wänden, die entweder vor dem Fenster befestigt sind und vom Zimmer aus zur Ablesung der Instrumente herangezogen werden können, oder die frei auf einer Wiese aufgestellt werden.

Wir erkennen also, daß die Bestimmung der Lufttemperatur keineswegs eine so einfache Sache ist, wie man es sich gewöhnlich denkt. Ein Instrument, das jederzeit und überall im Schatten wie in der vollen Sonnenglut eine einwandfreie Bestimmung der Temperatur gestattet, ist das (freilich sehr teure) **Aspirationsthermometer von Aßmann** (Abb. 1). Es werden gewöhnlich zwei Thermometer benutzt, da das Instrument auch zur Messung

der Feuchtigkeit dient (Aspirationspsychrometer). Zwei glänzend polierte konzentrische und zylindrische Messinghüllen *c* umgeben in geringem Abstand die Thermometerkugel. Die äußere Metallfläche wirft fast alle sie treffenden Strahlen zurück und erwärmt sich daher nur wenig über die Temperatur der Umgebung; die innere wird unter deren Einfluß kaum noch erwärmt, so daß also der Thermometerkugel durch Strahlung keine Wärme zugeführt wird. Durch die Hüllen wird nun die Luft, deren Temperatur gemessen werden soll, mittels eines Aspirators *t* mit der Geschwindigkeit von 2—3 mps (Meter in der Sekunde) hindurchgesaugt. Ein solches Thermometer zeigt „in der Sonne" wie „im Schatten" die gleiche Temperatur. Die beliebte Unterscheidung einer Temperatur „in der Sonne" und „im Schatten" hat demnach wissenschaftlich keinen Sinn; ein Unterschied ist gar nicht vorhanden. Daß ein von der Sonne beschienenes Thermometer höher zeigt als ein beschattetes, ist lediglich eine Wirkung der teilweisen Auffaugung der Sonnenstrahlen durch das Glas.

Abb. 1. Aspirationspsychrometer von Aßmann.

Um ein Thermometer auf seine Richtigkeit zu prüfen, stecke man es ungefähr bis zum Nullstrich in reinen Schnee oder in fein zerstoßenes Eis; nach einigen Minuten muß sich das Quecksilber genau an dem mit Null bezeichneten Strich einstellen. Ist das nicht der Fall, so notiere man den Stand, möglichst genau auf Fünftel oder Zehntel Grad, was sich bei einiger Übung gut erzielen läßt. Man mache es sich zur Regel, zuerst die Bruchteile und dann die ganzen Grade abzulesen. Nun bringen wir es mit einem ärztlichen Fieberthermometer als Vergleichsinstrument in Wasser von 35—45° und sehen

zu, welches jetzt sein Stand ist. Steht es beide Male um denselben Betrag, etwa 0,4°, zu hoch, so sind von allen Ablesungen stets 0,4° zu subtrahieren. Findet man dagegen bei 0° eine Differenz von +0,2°, bei 40° von +0,4° gegen das Vergleichsinstrument, so sind bis 10° 0,2°, von 10—30° 0,3° und darüber 0,4° zu subtrahieren.

Zur Beobachtung der höchsten und tiefsten Temperatur des Tages dienen besondere Thermometer. Das Maximumthermometer besitzt eine Vorrichtung, durch die der Queckfilberfaden an einer bestimmten Stelle zerreißt, nachdem die höchste Temperatur des Tages erreicht ist. Indem der eine Teil des Fadens liegen bleibt, läßt sich nachträglich noch die höchste Temperatur feststellen. Das Minimumthermometer enthält Weingeist; in ihm befindet sich ein kleines gefärbtes Glasstäbchen. Bei sinkender Temperatur wird es von der Flüssigkeitsoberfläche mit herabgezogen und bleibt an der tiefsten Stelle liegen, sobald die Temperatur zu steigen anfängt. Beide Thermometer werden in horizontaler Lage angebracht und nach der Ablesung durch Neigen wieder eingestellt (Abb. 5, S. 28, M_a und M_i). Weite Verbreitung hat das Thermometer von Six gefunden; es gehört mit dem Barometer sozusagen zu den Hausgeräten und gestattet, an einem Instrument die höchste und tiefste sowie die jeweilige Temperatur abzulesen (Abb. 2). Der untere Teil der U-förmigen Glasröhre enthält Queckfilber, der linke Schenkel ist im übrigen ganz, der rechte bis auf einen luftleeren Raum oben mit Weingeist gefüllt. Durch Ausdehnung bzw. Zusammenziehung der Flüssigkeit im linken Schenkel wird der Queckfilberfaden verschoben; rechts bleibt der mit emporgetriebene Stahlstift liegen, wenn die höchste, links, wenn die tiefste

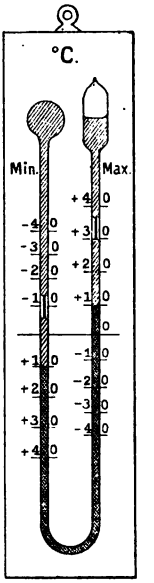

Abb. 2.
Extremthermometer von Six.

Temperatur in einem bestimmten Zeitraum erreicht ist. Durch einen Magneten werden die Stifte wieder an das Quecksilber herabgezogen.

Tägliche Periode der Lufttemperatur. Die täglichen Änderungen der Lufttemperatur sind sehr auffallend; vom frühen Morgen bis in die ersten Nachmittagsstunden steigt die Temperatur, dann nimmt sie gegen Abend und die ganze Nacht hindurch wieder ab. Nur selten verursachen Gewitter oder eine plötzliche Drehung des Windes größere Störungen. Im Sommer tritt dieser Verlauf fühlbarer hervor als im Winter; in der kalten Jahreszeit ist zwischen den Temperaturen bei Tag und Nacht oft nur ein geringer Unterschied.

Beobachten wir im Sommer — einen regnerischen Tag wollen wir ausschließen — nach Mittag jede halbe Stunde das Thermometer, so stellen wir fest, daß die Temperatur über 12 Uhr hinaus noch langsam zunimmt und in der Regel zwischen 2 und 3 Uhr den höchsten Stand oder ihr Maximum erreicht. Wir sehen ferner des Morgens um 7 Uhr am Minimumthermometer, daß das Quecksilber sich bereits vom Stahlstift entfernt hat, die tiefste Temperatur oder das Minimum ist schon vorüber. Im Winter dagegen ist um diese Zeit die Temperatur noch im Sinken begriffen oder hat kurz vorher den geringsten Betrag erreicht. Ungefähr gegen Sonnenaufgang ist die Temperatur der Luft am niedrigsten, einige Stunden nach Mittag am höchsten.

Der Unterschied zwischen der höchsten und tiefsten Tagestemperatur heißt die *Amplitude des täglichen Ganges oder der täglichen Periode*; sie beträgt in den Sommermonaten durchschnittlich 9—12°, im Winter ist sie etwa halb so groß.

Am schnellsten steigt das Thermometer zwischen 7 und 9 Uhr morgens, und zwischen 6 und 8 Uhr abends erfolgt die Abkühlung in der Regel am raschesten; zu Zeiten des Maximums und Minimums ändert sich die Temperatur nur wenig.

Ehe eine Erklärung des täglichen Ganges der Temperatur ge-

geben werden kann, müssen einige Worte der Strahlung der Sonne gewidmet werden; sie ist letzten Endes die Ursache aller meteorologischen Vorgänge auf der Erde.

Bevor die Sonnenstrahlen an der Erde ankommen, haben sie die Lufthülle, die die Erde umgibt, zu durchlaufen. Man könnte glauben, daß sie auf ihrem Wege die Luft erwärmen. Das ist aber nicht oder doch nur in ganz geringfügigem Maße der Fall. Ein erheblicher Teil der Sonnenstrahlung kommt übrigens gar nicht bis zur Erde; er wird an den Staubteilchen und winzigen Wassertröpfchen, die in der Luft schweben, sowie an den Luftmolekülen selbst in den Weltenraum zurückgeworfen. Die Sonnenstrahlen entfalten ihre erwärmende Kraft vielmehr erst dann, wenn sie die Erdoberfläche erreicht haben. Sie erwärmen den Boden oder das Wasser, und von ihnen wird die Wärme der Luft mitgeteilt. Die Fähigkeit der einzelnen Stoffe aber, die Wärmestrahlen aufzunehmen, oder wie man sich ausdrückt, das Absorptionsvermögen und daher auch die Erwärmung ist sehr verschieden. Eine Grasfläche erhitzt sich weniger als Sandboden oder Felsgestein, feuchte Erde weniger als trockene. Von besonderer Wichtigkeit für den Wärmehaushalt der Atmosphäre ist die Erwärmung des Wassers; sind doch mehr als zwei Drittel der Erdkugel mit Wasser bedeckt. Von allen festen und flüssigen Körpern hat aber das Wasser die größte Wärmemenge zu einer bestimmten Temperaturerhöhung nötig. Daher ist unter sonst gleichen Umständen die Erwärmung des Wassers durch die Sonne viel geringer als die des Bodens. Die starke Erhitzung des von der Sonne beschienenen Erdreichs kann man mit dem Thermometer leicht nachweisen, wenn man es etwa 1 cm tief in den Boden steckt; wir beobachten im Hochsommer meist 30—45°; würde Wasser sich gleich stark erwärmen, so wäre ein Bad zur heißen Sommerzeit keine Erfrischung mehr.

Die Erwärmung einer Fläche ist auch abhängig von dem Winkel, unter dem die Strahlen auffallen. Ein Strahlenbündel S (Abb. 3) trifft bei senkrechtem Einfallen eine seinem Querschnitt

gleiche Fläche *AB*, verteilt sich aber bei schiefem auf die größere Fläche *AC*. Auf einen Teil, der gleich *AB* ist, kommen also weniger Strahlen, folglich muß auch die Erwärmung geringer sein. Dazu kommt noch, daß die Strahlen bei schiefem Einfallen infolge des längeren Weges durch die Luft an erwärmender Kraft eingebüßt haben.

Während die Erde von der Sonne Wärme empfängt, strahlt sie auch fortgesetzt Wärme in den Weltenraum aus; ihr jeweiliger Wärmezustand ist sozusagen die Bilanz von Wärmeaufnahme und -abgabe. In der Nacht ist allein die Ausstrahlung wirksam, am Tage Einstrahlung und Ausstrahlung. Im Frühjahr, wenn die Tage länger werden, und im Sommer wird ein Gewinn an Wärme, im Herbst und Winter ein Verlust die Folge sein, aber die in der einen Hälfte des Jahres aufgenommene Wärmemenge wird gerade so groß sein wie die in der anderen abgegebene.

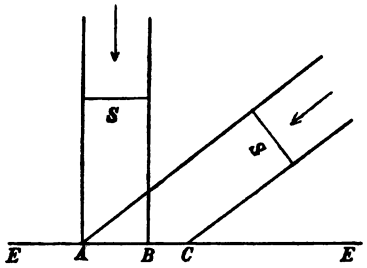

Abb. 3.
Abhängigkeit der Erwärmung vom Einfallswinkel.

Körper, die sich durch großes Absorptionsvermögen auszeichnen, strahlen auch die Wärme wieder leicht aus; loser Sand erkaltet daher in der Nacht unvergleichlich viel mehr als Wasser. Rauhe Flächen verlieren die Wärme stärker als glatte und spiegelnde. Im Mai haben wir zuweilen Gelegenheit zu beobachten, daß auf frisch umgegrabenen Feldern junge Pflänzchen erfrieren, während sie auf ungepflügtem, also glattem Boden keinen Schaden leiden. Von hohem Einfluß auf die Stärke der Ausstrahlung ist die Bewölkung. Bei heiterem Himmel ist die nächtliche Ausstrahlung und daher die Erkaltung des Bodens sowie der bodennahen Luftschicht besonders stark; Wolken aber werfen die Wärmestrahlen wieder zurück und verringern somit den Wärme-

verluſt des Bodens. Spät- und Frühfröſte, die der Pflanzenwelt ſo nachteilig ſind, ſtellen ſich nur in ſternhellen Nächten ein.

Im Ruß beſitzen wir einen Körper, der die Wärmeſtrahlen vollſtändig aufnimmt; ein Thermometer mit geſchwärzter Kugel ſteigt im Sonnenſchein höher als eines mit blanker. Wir können nun als Maß für die Stärke der Sonnenſtrahlung die Differenz der Temperaturen eines von der Sonne beſtrahlten Thermometers mit berußter Kugel und eines beſchatteten gewöhnlichen wählen; man nennt dieſe Differenz die *Strahlungstemperatur*. Indes ſind die Angaben ſo lange ſehr ungenau, wie durch die Luftbewegung Wärme fortgeführt wird. Man umgibt daher das geſchwärzte Queckſilbergefäß mit einer weiteren luftleeren Hohlkugel aus feinem Glas; ein ſolches Inſtrument heißt *Schwarzkugelthermometer im Vakuum*. Im Sommer bei hohem Sonnenſtand und klarem Himmel ſteigt die Strahlungstemperatur auf 20—25°, in der reinen Luft des Hochgebirges kann ſie noch höher ſein. Beſonders intenſive Strahlungstemperaturen haben Luftfahrer über geſchloſſenen Wolkendecken angetroffen. Indes auch bei bedecktem Himmel kann man wohl 5—10° beobachten, ein Beweis, daß auch durch die Wolken ein guter Teil der Sonnenſtrahlen zur Erde hindurchdringt. Des Nachts ſteht das Schwarzkugelthermometer infolge der ſtarken Ausſtrahlung des Rußes um mehrere Grade tiefer als ein gewöhnliches, insbeſondere, wenn der Himmel wolkenlos iſt.

Wir kehren nunmehr zur täglichen Periode der Lufttemperatur zurück. Es iſt hauptſächlich der Wechſel von Tag und Nacht und das dadurch bedingte Verhältnis von Ein- und Ausſtrahlung, das den bereits geſchilderten Verlauf der Temperatur zur Folge hat. Sobald die Sonne über den Horizont ſich erhebt, nimmt die Erde Wärme auf; die Erwärmung wächſt mit ſteigender Sonne, denn der Winkel, unter dem die Strahlen die Erde treffen, wird größer. Die Temperatur muß alſo von

Sonnenaufgang an zunehmen. Nach Mittag wird die zugeführte Wärme wieder geringer, aber die Einstrahlung überwiegt noch die Ausstrahlung. Infolgedessen nimmt die Temperatur auch über 12 Uhr hinaus zu und erreicht den Höchststand, wenn Ein- und Ausstrahlung sich das Gleichgewicht halten. Das ist etwa gegen 3 Uhr der Fall. Von nun an sinkt die Temperatur, anfangs langsam, nach Untergang der Sonne schneller, weil dann allein die Ausstrahlung wirkt. Das dauert fort bis Tagesanbruch; um diese Zeit muß die tiefste Temperatur eintreten.

Die Größe der täglichen Temperaturschwankung ist in hohem Maße von der Bewölkung abhängig. Bei wolkenlosem Himmel ist die Einstrahlung sehr intensiv und in der Nacht ebenso die Ausstrahlung. Sind Wolken vorhanden, so wird die Strahlung zum Teil zurückgehalten und die ausgesandte Erdstrahlung an den Wolken zur Erde zurückgeworfen. Heiterer Himmel ruft also eine große Amplitude hervor; bedeckter dagegen wirkt mäßigend auf die Zu- und Abnahme der Temperatur, die Amplitude ist verhältnismäßig klein, Tag- und Nachttemperatur weichen nur wenig voneinander ab. Wenn im Mittsommer die Einstrahlung etwa 15 Stunden ungeschwächt erfolgt, so muß die Temperatur sehr hoch steigen, und wenn im Winter während der langen Nächte die Ausstrahlung mit voller Kraft wirkt, so muß die Temperatur sehr tief sinken. Bei heiterem Himmel haben wir im Sommer die höchsten, im Winter die niedrigsten Temperaturen; heiteres Wetter bringt im Sommer glühende Hitze, im Winter strengen Frost.

Im allgemeinen ist die Amplitude bei wolkenlosem Himmel zwei bis dreimal so groß wie bei ganz bedecktem. Die folgenden Zahlen zeigen die Abhängigkeit der Amplitude von der Bewölkung sehr anschaulich; sie gelten zunächst für Innsbruck, haben aber der Größenordnung nach für ganz Mitteleuropa Geltung.

	Winter [1])	Frühling	Sommer	Herbst
alle Tage	7,2	10,2	11,1	9,1 ° C.
wolkenlose „	9,6	15,3	15,6	12,1
halbbed. „	6,7	10,6	10,9	7,9
bedeckte „	3,3	5,2	5,8	4,0

Auf Helgoland beträgt selbst im Frühjahr und Sommer die mittlere Amplitude nur $4\frac{1}{2}^0$; wir sehen, wie sehr auch das Meer die täglichen Temperaturschwankungen verringert.

Tagesmittel. Um die Temperaturverhältnisse der einzelnen Tage miteinander zu vergleichen, genügt es nicht, an willkürlichen Stunden das Thermometer abzulesen; man muß vielmehr regelmäßig und an bestimmten Terminen den Stand des Instrumentes beobachten, aufzeichnen und aus den erhaltenen Zahlen Tagesmittel ableiten. Die genauesten erhält man aus 24 je zu Beginn der Stunde ausgeführten Ablesungen; man nennt sie wahre Tagesmittel. Es hat sich aber gezeigt, daß auch aus wenigen täglichen Beobachtungen gute und mit den wahren fast übereinstimmende Mittel gewonnen werden können. Am besten sind die Beobachtungen 6^a, 2^p und 10^p (a = ante meridiem vormittags, p = post meridiem nachmittags), oder auch und bequemer gelegen 7^a, 2^p und 9^p stets nach Ortszeit. Diese Stunden sind an allen meteorologischen Stationen Deutschlands und Österreich-Ungarns eingeführt. Dabei ist die um 9^p abgelesene Temperatur doppelt in Rechnung zu setzen. Hat man z. B. 12,5°, 17,4° und 13,4° beobachtet, so ist die mittlere Tagestemperatur $(12{,}5^0 + 17{,}4^0 + 13{,}4^0 + 13{,}4^0) : 4 = 14{,}2^0$. Bei den übrigen metereologischen Elementen ist das Tagesmittel gleich dem arithmetischen Mittel aus den Angaben der Instrumente an den Beobachtungsterminen.

Das Tagesmittel der Temperatur wird oft auch aus den Ablesungen am Maximum- und Minimumthermometer hergeleitet; es ist (Maximum + Minimum) : 2. Beispiel: Maximum 5,8°,

1) Als Winter gelten die drei Monate Dezember, Januar und Februar usw.

Minimum — 2,4°, Tagesmittel 1,7°. Man stellt zu dem Zwecke das Instrument um 9ᵖ (bez. 10ᵖ) ein und bestimmt also die höchsten und tiefsten Temperaturen von 9ᵖ bis 9ᵖ (bez. 10ᵖ bis 10ᵖ). Wir können ferner für jeden Monat die Zahl der Tage angeben, an denen 1. das Maximum 25° und mehr beträgt — Sommertage, 2. das Minimum unter 0° sinkt — Frosttage, 3. das Maximum unter 0° bleibt — Eistage, 4. das Maximum 30° erreicht und überschreitet — Tropentage, 5. das Minimum in der Nacht weniger als — 10° ist — Winternächte und 6. nicht unter 15° herabgeht — Sommernächte. Derartige Zusammenstellungen liefern ein gutes Bild der Temperaturverhältnisse eines Monates und Jahres; vgl. Zahlentafel 6 am Ende des Buches.

Monatsmittel. Addiert man die Tagesmittel eines Monats (bez. die Einzelbeobachtungen zu einer bestimmten Stunde) und dividiert die Summe durch die Anzahl der Monatstage, so erhält man die mittlere Monats- (bez. Stunden-) Temperatur. Aus diesen ergibt sich durch Addition und Division der Summe durch 12 die mittlere Temperatur des Jahres.

Die Mitteltemperaturen gleicher Monate weichen in den einzelnen Jahren sehr voneinander ab; man redet ja auch von milden und strengen Wintern, von heißen und kühlen Sommern. So hatte in Berlin, von wo zuverlässige Beobachtungen seit 1822 vorliegen, der Januar 1823 eine mittlere Temperatur von — 11,9°, der von 1866 aber von + 4,3°. Nehmen wir noch die Beobachtungen von 1822 hinzu, so finden wir im Januar 1796 die mittlere Temperatur + 6,2°. Der Juli 1898 hatte nur 15,6°, der von 1834 aber 23,6°.

Addiert man nun die einzelnen Januarmittel einer 40jährigen Beobachtungszeit und dividiert die Summe durch 40, so ändert sich die erhaltene Zahl nicht mehr wesentlich, wenn auch noch weitere Jahrgänge hinzugefügt werden; wir nennen sie die normale Mitteltemperatur des Januar. Berechnen wir auf dieselbe Weise die Mitteltemperaturen der anderen Monate, so ge-

winnen wir einen Einblick in die jährliche Periode. In der Zahlentafel 4 sind solche Mittelwerte für einige Orte Mitteleuropas zusammengestellt; sie sind 50jährige Mittel, abgeleitet aus den 50 Jahren 1851 bis 1900, und daher untereinander vergleichbar. Aus ihnen sind noch die folgenden Mittel für die Jahreszeiten berechnet worden.

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Berlin	0,0	7,8	17,4	8,8
Marggrabowa [1])	— 4,7	4,8	16,1	6,1
Helgoland	2,1	6,2	15,5	10,2
Wien	— 0,7	9,1	18,7	9,5
Basel	0,8	9,2	18,1	9,7
Budapest	— 1,0	10,2	20,3	10,2
Paris	2,9	9,6	17,5	10,2

Wie der tägliche Gang, so folgt auch der jährliche dem Stande der Sonne; einige Zeit nach der Sommer- und Wintersonnenwende, d. i. am 21. Juli bez. 21. Dezember, wenn die Sonne ihren höchsten bez. tiefsten Stand erreicht, treten auch die höchsten und tiefsten Temperaturen ein, in der Regel Mitte Januar und Juli. Überall ist daher der Januar der kälteste, der Juli der wärmste Monat des Jahres, auf Inseln sogar erst der Februar bez. der August. Verschiedenheiten bestehen nur in dem Unterschiede der Temperaturmittel dieser Monate, der **Amplitude des jährlichen Ganges**. Sie ist in Berlin 18,8°, Wien 21,3°, Marggrabowa 22,4°, Hermannstadt 23,7°, auf Helgoland aber nur 15,1°; das Meer gleicht also den jährlichen Gang aus, während das Land auf schroffe Gegensätze hinarbeitet. Die bildliche Darstellung (Abb. 4) des jährlichen Ganges für Helgoland und Marggrabowa zeigt uns das noch deutlicher. Auch Paris und Greenwich verraten den Einfluß des Meeres, sie haben 16,0° bez. nur 13,2°.

Im Innern großer Städte ist die Temperatur höher als in der Umgebung; in Berlin ist die mittlere Jahrestemperatur 9,1°,

1) in Masuren (Ostpreußen).

d. i. 0,6° mehr als draußen. Im Sommer ist der Unterschied noch größer, im Winter kleiner.

Zur Ergänzung der in Zahlentafel 4 mitgeteilten Normalmittel mögen noch die folgenden Angaben dienen; sie sind, da sie aus verschieden langen Perioden berechnet werden mußten, untereinander und mit den vorigen nicht streng vergleichbar. Es beträgt die mittlere Jahrestemperatur in Haparanda 0,4°, Archangelsk 0,3° (Winter — 12½°), Upsala 4,7°, Hernösand 3,3°, Insel Wisby 6,6°, Göteborg 7,3°, Christiania 5,5°, Petersburg 3,7°, Kiew 6,8°, Moskau 3,6° (Winter — 9½°), Valentia an der Westküste Irlands 10,5°, Faröer 6,8°, Lyon 10,6°, Marseille 13,9°, Madrid 13,4° (Juli 24,7°), Lissabon 15,6°, Ponta Delgada auf den Azoren 17,3°, Mailand 12,4°, Pola 13,5°, Rom 15,4° (Sommer 23,6°), Neapel 16,0°, Malta 17,8°, Athen 17,3° und Konstantinopel 14,3°.

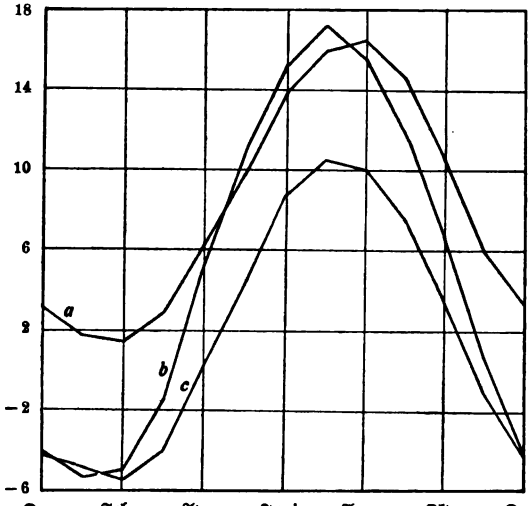

Abb. 4. Jährlicher Gang der Temperatur.
a Helgoland, b Marggrabowa, c Brocken.

Im hohen Norden, wo die Sonne im Winter monatelang andauernd unter dem Horizont verweilt, tritt die größte Kälte vielfach erst Ende Februar oder gar erst Anfang März ein; der Juli ist aber stets der wärmste Monat.

Am Äquator steht der Sonne zur Zeit der Tag- und Nacht-

gleichen, d. i. am 21. März und 23. September, im Zenit, zu den Sonnenwendzeiten am niedrigsten. Daher sind April und Oktober die wärmsten Monate, Juli und Januar die kühlsten. Vielfach wird allerdings dieser jährliche Gang infolge der jahreszeitlichen Regenfälle gestört. Immer aber ist die Amplitude sehr klein und bleibt meist unter 3°, da die Unterschiede in den Sonnenhöhen während des Jahres gering sind. Je mehr wir uns den Wendekreisen nähern, desto mehr nimmt der jährliche Gang die Form an, wie wir sie von unseren Breiten her kennen.

Mit Hilfe der normalen Mitteltemperaturen können wir noch entscheiden, ob ein Monat zu warm oder zu kalt war; wir brauchen nur den Unterschied zwischen der jeweiligen Monats- und der normalen Temperatur zu bilden. Diese Abweichungen sind im Winter meist größer als im Sommer; die Berliner Beobachtungen (innere Stadt) seit 1822 ergeben die folgenden Zahlen:

	Dez.	Jan.	Juni	Juli
wärmster	4,5	4,5	4,2	4,6
kälteſter	— 9,5	— 11,7	— 3,4	— 3,4

d. h. also: der wärmste Dezember seit 1822 hatte eine Mitteltemperatur, die gegen die normale um 4,5° zu hoch war. Im Winter — das ergibt sich aus diesen wenigen Zahlen und gilt allgemein — gehen die kältesten Monate weit tiefer unter den Mittelwert herab als sich die warmen darüber erheben, während im Sommer das Umgekehrte die Regel ist.

Die Tagesmittel der Temperatur sind noch größeren Schwankungen unterworfen als die Monatsmittel; heute kann das Mittel 5° und mehr höher oder tiefer sein als morgen. Nicht selten scheinen die Jahreszeiten umgekehrt zu sein, haben wir ja oft im Frühling bitter kalte Tage und im Winter tagelang frühlingsmäßige Wärme. Hierbei spielt die Windrichtung, die wieder durch die allgemeine Wetterlage bestimmt ist, eine ausschlaggebende Rolle. In Deutschland sind im Winter Nordostwinde am kältesten, Südwestwinde

am wärmsten; im Sommer bringen Südostwinde die wärmsten, Nordwestwinde die niedrigsten Temperaturen.

Höchste und tiefste Temperaturen. Höchsttemperaturen von über 30° kommen in fast allen Jahren einige Male vor; selten sind 35° und mehr, und als höchste Temperatur darf für Deutschland rund 40° gelten, denn am 18. August 1892 stieg zu Amberg in Bayern das Maximumthermometer auf 39,8°. Die absoluten Minima liegen in allen längeren Beobachtungsreihen zwischen 20 und 30° unter Null. In der Umgebung von Berlin sank Mitte Januar 1893 die Temperatur auf −31°, und ebensolche Kältegrade wurden in Brandenburg, Pommern, Ostpreußen und Bayern (Cham −34,5°) beobachtet; Marggrabowa hatte am 16. sogar −36,4°. Diese Temperatur liegt nur noch $2\frac{1}{2}$° unter dem Gefrierpunkt des Quecksilbers.

In Berlin waren seit 1830 die äußersten Temperaturen 37,0° am 20. Juli 1865 und −25,0° am 29. Januar 1830 sowie am 22. Januar 1850. Aus früheren Jahrzehnten sind die Angaben weniger zuverlässig; am 4. Juli 1781 soll das Maximum 37,8°, am 28. Dezember 1788 im kältesten aller Winter seit 200 Jahren das Minimum −29,0° betragen haben. In demselben Zeitraum (seit 1830) betrug in Wien die höchste Temperatur 38,7° am 14. Juli 1832, die tiefste −25,5° am 22. Januar 1850, die Schwankung ist also 64,2° gegen 62,0° in Berlin.

Nur wenig tiefere Temperaturen sind auf dem Sonnblick, dem höchsten Gipfelobservatorium Europas, beobachtet worden; am Neujahrsfeste 1905 sank das Minimum auf −37,4° bei einer mittleren Tagestemperatur von −35,1°.

Kälte- und Wärmerückfälle. In der ersten Jahreshälfte nehmen die mittleren Tagestemperaturen keineswegs regelmäßig zu, wie es nach den Monatsmitteln den Anschein haben könnte, und ebensowenig in der zweiten ab; vielmehr sind launenhafte Schwankungen die Regel. Selbst in hundertjährigen Tagesmitteln sind die Unregelmäßigkeiten nicht ausgeglichen, und das beweist,

daß auffallende Störungen im jährlichen Gange zu gewissen Zeiten fast Jahr für Jahr sich einzustellen pflegen. Es sind die sog. **Kälte- und Wärmerückfälle.**

Im Volke allbekannt und gefürchtet sind die Kälterückfälle des Mai; die Wissenschaft freilich steht ihnen etwas zurückhaltend gegenüber. Während Berlin im April noch 3—4 Tage mit Frost hat, darf man im Mai alle 10 Jahre und im übrigen Norddeutschland vielleicht alle 3—4 Jahre einmal Frost erwarten. Diese Ergebnisse der Beobachtungen an den meteorologischen Stationen stehen mit den landläufigen Anschauungen in offenbaren Widerspruch, wonach fast jedes Jahr die Pflanzenwelt im Mai durch Fröste empfindlich geschädigt wird. Ja, es sollen diese Maifröste sogar an bestimmten Tagen eintreten, in Norddeutschland vom 11.—13., in Süddeutschland vom 12.—14. Mai an den Tagen der katholischen Heiligen Mamertus, Pankratius, Servatius und Bonifatius, die daher „Eisheilige" genannt werden. Dieser Volksglaube ist bereits sehr alt; in einer Schrift aus dem Jahre 1591 heißt es: Für Servatii Tag, sagten die Alten, darf man sich keines gewissen Sommers versehn. Vielfach glaubt man auch, daß jene Tage die letzten sind, an denen noch Frost eintreten kann, so daß vielerorts Gärtner erst nach diesen Tagen Blumen ins Freie zu stellen wagen: Vor Nachtfrost ist man sicher nicht, bis daß herein Servatius bricht.

Der Widerspruch zwischen Wissenschaft und Volksglaube ist aber nur ein scheinbarer. Wir bringen ein Thermometer dicht über Gras oder Heidekraut an und ein zweites in einigen Metern Höhe über dem Boden; wir beobachten, daß in sternhellen Nächten ersteres viel tiefer sinkt, und zwar kann der Unterschied 5° ausmachen. So kühlen sich denn auch Pflanzen unter Null Grad ab, während in der Höhe der gewöhnlichen Thermometeraufstellung die Temperatur nicht unter den Gefrierpunkt herabgeht. Diese Kälterückfälle spielen sich gewöhnlich folgendermaßen ab: nordwestliche bis nördliche Winde wehen kühle Luft heran,

dann tritt Aufheiterung ein, und die nun ungehinderte Ausstrahlung bringt die Temperatur noch mehr zum Sinken. Namentlich in Tälern und über Moorboden ist die Frostgefahr sehr groß. Es sind aber keineswegs die genannten Tage besonders gefährdet, vielmehr ist während des ganzen Wonnemonats Frost möglich; frostfrei sind bei uns nur die Monate Juni, Juli und August.

In manchen Gegenden ist man mit Erfolg bemüht, der Nachtfrostgefahr durch Erzeugung von Rauchwolken zu begegnen. Man zündet nämlich an kalten klaren Abenden Holz- und Strohbündel an, derart, daß sich eine dichte Rauchdecke über Äckern, Obst- und Weingärten ausbreitet. Schon der römische Naturforscher Plinius hat die Anwendung von Rauch empfohlen, um das nächtliche Erfrieren der Pflanzen zu verhindern. Zum Schutze wertvoller Blumen zieht man vielfach Drähte über die Beete und spannt darüber Musselinschirme aus, wenn Frostgefahr im Anzuge ist. In beiden Fällen wird die Ausstrahlung des Bodens und damit die Erkaltung erheblich verringert. Auf die Möglichkeit einer Vorhersage von Frost kommen wir noch zurück.

Die Kälterückfälle des Mai sind aber nicht die einzigen bemerkenswerten Störungen im jährlichen Gang der Temperatur; im Binnenlande stellen sich solche mit großer Regelmäßigkeit noch um die Mitte Juni ein. Wenn die kühle Witterung ein bis zwei Wochen dauert, so trägt der Sommeranfang ein unfreundliches Gepräge. Es kommt aber nicht mehr zu Fröſten, da die Temperatur des Juni viel höher als die des Mai ist; Bodenfrost in offenem Gelände ist indes nicht ausgeschlossen, aber selten.

In der zweiten Hälfte des Jahres beanspruchen die warmen Tage des September besonderes Interesse. Es vergeht kaum ein Jahr, in dem nicht wenigstens mehrere Tage lang im Frühherbst warme, sonnige und trockene Witterung herrscht; meist indes dauert der „Altweibersommer" 8—14 Tage, ja er dehnt sich zuweilen bis in den Oktober hinein aus. Bei wolkenlosem Himmel und schwachem Winde steigt das Thermometer des Nachmittags

über 25°, im Anfang des Monats auch über 30°; aber immer ist die Temperatur angenehm und erträglich, weil die Luftfeuchtigkeit gering ist und so das Gefühl der Schwüle nicht aufkommt. Jahre mit schönem und langem Altweibersommer sind, wenn der vorangegangene Sommer nicht allzu ungünstig war, gute Weinjahre. Die nächtliche Ausstrahlung ist zwar schon ziemlich bedeutend, aber zu Fröſten kommt es vereinzelt wohl nur im Osten. Dagegen können Witterungszustände, die im Mai Fröſte bringen, auch im September, wenn auch selten, die Temperatur unter den Gefrierpunkt herabdrücken. Wie Hennig, der vorzügliche Kenner ungewöhnlicher Witterungserscheinungen, anführt, war das zuletzt 1889 der Fall; am 16. hatte Kassel 1° und Bamberg sogar 3° Kälte. In Berlin gab es in zwei Jahrhunderten im September nur ein einziges Mal gelinden Frost, und auch vor dem 15. Oktober hat es im ganzen nicht mehr als fünfmal gefroren.

Temperaturverteilung auf der Erdoberfläche. Im Laufe der Zeit hat sich eine große Menge von Temperaturbeobachtungen aus allen Teilen der Erde angesammelt, so daß es schwer fällt, selbst die aus ihnen berechneten Mittelwerte zu überblicken. A. v. Humboldt entwarf schon 1817 als erster Isothermen, Linien gleicher Temperatur, d. h. er verband auf einer geographischen Karte alle Orte, die dieselben Jahres- bzw. Monatstemperaturen haben, durch Linien miteinander. Auf diese Weise gewinnt man sofort ein anschauliches Bild der Temperaturverteilung auf der Erdoberfläche. Die Schulatlanten enthalten solche Isothermenkarten; sie sind für die folgenden Erörterungen zur Hand zu nehmen.

Jede Isothermenkarte lehrt uns, daß die Temperatur vom Äquator zum Pol abnimmt; ein Vergleich der Karten des Januar und Juli zeigt, daß die Amplitude der jährlichen Periode mit wachsender geographischer Breite größer wird, da die Unterschiede in der Sonnenhöhe während des Jahres in derselben Richtung wachsen.

Im Januar treffen wir auf der nördlichen Halbkugel außerordentlich tiefe Temperaturen in Nordostsibirien, wo der Mittelwert auf — 50° herabgeht, sowie im Innern Grönlands und auf den nordamerikanischen Inseln. Über dem Lande senken sich die Isothermen äquatorwärts, während sie auf dem Meere polwärts ausbiegen, wie wir es am deutlichsten an der norwegischen Küste sehen; es haben also im Winter die Festländer tiefere Temperaturen als die Wasserflächen. Im Juli ist der Verlauf der Isothermen umgekehrt, die Luft ist über dem Lande wärmer als über dem Meere, doch ist der Unterschied nicht so schroff wie im Winter. Die höchsten Temperaturen über 30° herrschen in Kalifornien, Indien, Arabien und der Sahara. Die Isothermen liegen weiter auseinander und ihre Anzahl ist geringer als im Januar, d. h. die Temperaturabnahme nach dem Pol hin erfolgt langsamer, die Wärmeverteilung ist eine gleichmäßigere.

Auf der südlichen Halbkugel gestalten sich die Temperaturverhältnisse weit einfacher, was wohl auf die überwiegende Wasserbedeckung zurückzuführen ist. Namentlich schmiegen sich die Isothermen viel enger den Breitegraden an als auf der nördlichen Halbkugel. Aus allem aber erkennen wir, daß die Land- und Wasserverteilung ein wesentlicher Faktor für die Temperaturverteilung ist.

Die Isothermenkarten hat Dove zur Berechnung der Mitteltemperaturen der Breitegrade benutzt; die für das Jahr, von 10 zu 10 Grad fortschreitend, sollen hier mitgeteilt werden.

	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°
nördlich	26,2	26,7	25,3	20,3	14,0	5,7	— 1,1	— 10,7
südlich	26,2	25,3	23,0	18,4	12,0	5,6	— 3,2	— 11,3

Aus diesen Zahlen folgern wir insbesondere zweierlei, nämlich: es ist nicht der Äquator, sondern der 10. Grad nördl. Br. der wärmste Erdstrich, und ferner ist die südliche Halbkugel in allen entsprechenden Breiten kälter als die nördliche.

Bildet man die Differenz zwischen der Temperatur irgend eines

Ortes und der seines Breitegrades, so ist diese Zahl ein Maß dafür, ob und wieviel der Ort zu warm oder zu kalt ist; man nennt diese Zahl die thermische Anomalie. Sie ist für ganz Europa positiv, d. h. Europa ist wärmer als seiner Lage entspricht. Am größten ist sie auf dem Ozean zwischen Norwegen und Island, wo sie im Winter + 20° überschreitet. Thorshavn auf den Faröern hat eine mittlere Temperatur von 3°, ist also gegen die des 62. Breitegrades mit — 18° um 21° zu warm. Diese hohen Temperaturen sind dem Einfluß des Golfstromes zuzuschreiben, jener Meeresströmung, die im Golf von Mexiko ihren Ursprung nimmt und das warme Wasser der tropischen Meere den europäischen Küsten zuführt. Die herrschenden Südwest- und Westwinde bringen die warme Golfstromluft weit in das Festland hinein. Ohne diese Winde wäre der Golfstrom für Europa kaum von Nutzen. So aber ist er gewissermaßen eine Warmwasserheizung und bewirkt eine Begünstigung des Klimas, wie wir sie nirgendwo mehr auf der Erde antreffen. In denselben Breiten wie Norwegen, die Faröer und Island herrschen in Sibirien eisige Kältegrade (thermische Anomalie stellenweise — 25°), die eine ausgedehnte Besiedelung und die Entwicklung einer Kultur unmöglich machen. Auch die Ostküste Grönlands hat tiefere Temperaturen als Island, denn ihr entlang fließt das kalte Wasser des ostgrönländischen Polarstromes, von nördlicher gelegenen Meeresteilen herkommend. Überall finden wir das Gesetz: Polwärts gerichtete Meeresströmungen erhöhen, äquatorwärts gerichtete erniedrigen die Temperatur der Küstenländer.

Die Wasserdämpfe in der Luft.

Die Luft ist im wesentlichen ein Gemisch der drei Gase Sauerstoff, Stickstoff und Argon; sie kommen überall in dem gleichen Mengenverhältnis vor, und zwar 21 Raumteile Sauerstoff, 78 Raumteile Stickstoff und 1 Raumteil Argon. In sehr geringer Menge ent-

hält die Luft noch Kohlendioxyd, auch Kohlensäure genannt, etwa 3—4 l in 10 000 l Luft. Verschieden nach Ort und Zeit ist der Gehalt der Luft an Wasserdampf; von allen Bestandteilen ist er für die Meteorologie allein von Bedeutung. **Ohne Wasserdampf keine Wolken, kein Niederschlag!**

Wasserdampf ist farblos und vollkommen durchsichtig; die weißen, dicken Wolken, die einer Dampfpfeife oder dem Schornstein einer Lokomotive entströmen, bestehen aus winzigen Wasserteilchen, dürfen also nicht Wasserdampf genannt werden.

Stellen wir Wasser in einem Glas ins Freie, so verschwindet es allmählich; es verdampft. So geht auch an der Oberfläche des Weltmeeres, der Seen und der Flüsse das Wasser in Dampf über; desgleichen senden feuchtes Erdreich, Wiesen und Sümpfe Wasserdämpfe in die Luft. Da fast drei Viertel der Erdoberfläche mit Wasser bedeckt sind, so handelt es sich um sehr große Mengen. Sie werden durch die Winde in das Innere der Festländer bis in wasserlose trockene Wüsten getragen; sie breiten sich aber auch bei Windstille aus, denn luftförmige Stoffe haben das Bestreben, jeden ihnen dargebotenen Raum auszufüllen. Man mißt die Verdampfung, indem man eine flache zylindrische Schale mit Wasser der Luft aussetzt. In Deutschland verdampft derart im Jahr eine Wasserschicht von etwa 30—40 cm Höhe.

Die in der Luft enthaltene Wasserdampfmenge ist in erster Linie von der Temperatur abhängig; je höher die Temperatur, desto mehr Wasserdampf hat im allgemeinen die Luft. Indes kann die Dampfmenge über einen bestimmten Betrag nicht hinausgehen. 1 cbm Luft von 10° kann höchstens 9,4 g, von 30° höchstens 30,1 g Wasser in Dampfform enthalten. Besitzt die Luft die ihrer Temperatur entsprechende größtmögliche Menge, so heißt sie **gesättigt**. Wird gesättigte Luft von 10° um 1° abgekühlt, so muß ein Teil des Dampfes ausgeschieden werden, da Luft von 9° nur 8,8 g aufzunehmen vermag; 0,6 g gehen in Wasser über. Die abgegebene Wassermenge ist um so größer, je höher die Anfangs-

temperatur der gesättigten Luft ist; bei der Abkühlung um 1° beträgt sie bei 20° 1,0 g und bei 30° 1,6 g.

Bringt man in den Torrizellischen luftleeren Raum (siehe Abschnitt: Luftdruck) ein wenig Wasser, so verdampft es sofort, und das Quecksilber in der Röhre sinkt; der Dampf übt also einen Druck aus. Bleibt noch etwas Wasser übrig, so ist der Raum offenbar nicht mehr imstande, weiteren Wasserdampf aufzunehmen; der Raum ist mit Wasserdampf gesättigt und der Druck oder die Spannkraft des Dampfes bei der obwaltenden Temperatur am größten. Erhöht man die Temperatur, indem man längs des oberen Teiles der Röhre eine Flamme führt, so verdampft wieder etwas Wasser; das Quecksilber sinkt noch mehr und zeigt dadurch an, daß der Dampfdruck zugenommen hat. Je höher also die Temperatur ist, desto höher ist auch die Spannkraft des gesättigten Dampfes. Man mißt den Druck durch die Höhe der Quecksilbersäule in Millimetern, die ihm das Gleichgewicht hält.

In der Zahlentafel 1 am Ende des Buches sind die Dampfmengen in Grammen, die in 1 cbm gesättigter Luft enthalten sind, für die einzelnen Temperaturen angegeben, desgleichen die Drucke, die sie ausüben, in Millimetern. Ein Vergleich der entsprechenden Zahlenwerte lehrt, daß erst bei höheren Temperaturen merkliche Unterschiede auftreten; für 30° ist er 1,4, für 20° nur 0,2. Für Temperaturen unter dem Gefrierpunkt sind zwei Drucke verzeichnet. Es verdampfen nämlich auch Eis und Schnee, andererseits bleibt Wasser unter gewissen Bedingungen, wie wir später noch sehen werden, unter 0° flüssig. Eisdampf hat nun eine geringere Spannkraft als Wasserdampf bei derselben Temperatur.

Damit Wasser in Dampf sich umwandelt, muß ihm eine bestimmte Wärmemenge zugeführt werden. Zur Verdampfung von 1 kg von 0° sind 607, von 30° nur 586 Großkalorien erforderlich; unter Großkalorie versteht man diejenige Wärmemenge, die nötig ist, um 1 kg Wasser von 0° um 1° in der Temperatur zu erhöhen. Zum Schmelzen von 1 kg Eis sind 79 Großkalorien

nötig, also ist die Verdampfungswärme sehr groß. Wird umgekehrt Wasser zu Dampf verdichtet, so wird die entsprechende Wärmemenge wieder abgegeben; das ist für die atmosphärischen Vorgänge von ganz besonderer Bedeutung.

Meist ist die Luft nicht mit Wasserdampf gesättigt, d. h. Menge und Spannkraft sind kleiner, als es bei der herrschenden Temperatur möglich ist. Zur Kennzeichnung des Dampfgehaltes oder der Feuchtigkeit der Luft gibt man entweder die in einem Kubikmeter enthaltene Dampfmenge in Grammen oder den Druck derselben in Millimetern an. Man unterscheidet hiernach zwischen der absoluten Feuchtigkeit und dem Dampfdruck; die Zahlenwerte weichen nicht sehr voneinander ab. Aus dem Begriff der absoluten Feuchtigkeit ergibt sich der der relativen Feuchtigkeit. Man versteht darunter das Verhältnis zwischen dem herrschenden Dampfdruck und dem bei der betreffenden Temperatur möglichen. Es sei bei 12° der Dampfdruck 8 mm, der maximale ist dann 10,4 mm, also die relative Feuchtigkeit 8 : 10,4 = 0,77 oder 77 Prozent, d. h. die Luft ist zu drei Viertel mit Dampf gesättigt.

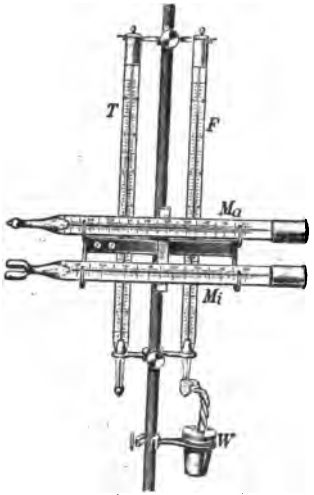

Abb. 5.
Psychrometer u. Extremthermometer.

Zur Bestimmung des Dampfdruckes dient das Psychrometer von August (Abb. 5). Es besteht aus zwei nebeneinander angebrachten Thermometern *T* und *F*. Die Kugel des einen wird mit feinem ausgewaschenen Musselin glatt d. h. ohne Falten umwickelt und dauernd durch einen Docht feucht gehalten, der von der Thermometerkugel in ein Gefäß *W* mit Wasser reicht. Da das Wasser verdampft, wird der Kugel Wärme entzogen; das Quecksilber sinkt und erreicht bald einen bestimmten Stand. Die

Differenz zwischen den Angaben des „trockenen und feuchten" Thermometers ist nun abhängig von dem Dampfgehalt der Luft; je trockener die Luft, desto größer die Differenz. Aus ihr läßt sich der Dampfdruck nach der Formel

$$e = E - \tfrac{1}{2}(t - t_1)$$

bei einiger Übung sogar im Kopfe berechnen; t bzw. t_1 sind die Temperaturen des trockenen bzw. feuchten Thermometers, E die t_1 entsprechende maximale Spannkraft und e der Dampfdruck. Es sei $t = 15°$ und $t_1 = 10{,}6°$, so ist $E = 9{,}5$ mm und folglich $e = 7{,}3$ mm. Hieraus findet man die relative Feuchtigkeit zu 57 Prozent, und mit Hilfe der Zahlentafel 1 ergibt sich als absolute 7,5 g.

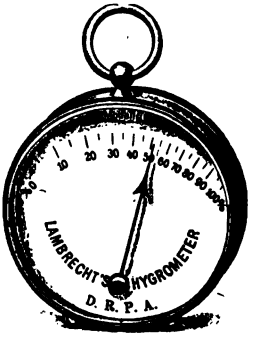

Abb. 6. Hygrometer.

Das Psychrometer bedarf einer umsichtigen Handhabung. Im Winter entfernt man Docht und Gefäß und befeuchtet das Thermometer rechtzeitig vor jeder Beobachtung, indem man seine Kugel in ein Glas Wasser taucht. Beim Sinken verharrt es einige Zeit auf Null, bis alles Wasser zu Eis erstarrt ist; man achte insbesondere darauf, daß die Eisschicht, die die Kugel umgibt, dünn ist. In dieser Jahreszeit benutzt man mit Vorteil das Hygrometer (Abb. 6), an dem man sofort die relative Feuchtigkeit ablesen kann. Diese auch sehr handlichen Instrumente beruhen auf der Eigenschaft gewisser Stoffe, wie Haare oder Getreidegrannen, sich bei Befeuchtung auszudehnen und beim Austrocknen zusammenzuziehen. Beträgt bei der Temperatur 25° die relative Feuchtigkeit 60 Prozent, so ist der maximale Dampfdruck 23,5 mm, und eine einfache Überlegung ergibt als Dampfdruck $0{,}60 \cdot 23{,}5 = 14{,}1$ mm und als absolute Feuchtigkeit 14,1 g.

Bestimmen wir an klaren Sommertagen stündlich die Feuchtig-

keit, so stellen wir folgendes fest. Von Tagesanbruch bis etwa 9 Uhr vormittags wächst der Dampfdruck, dann tritt Abnahme bis gegen 3 Uhr ein, so daß geringer Dampfgehalt mit der höchsten Temperatur des Tages zusammenfällt. In den folgenden Stunden steigt der Dampfdruck wieder bis abends, um dann die Nacht hindurch bis Sonnenaufgang abzunehmen. Eine solche tägliche Periode mit 2 höchsten und 2 tiefsten Werten heißt eine doppelte. In der kälteren Jahreszeit und auch sonst bei bewölktem Himmel schließt sich indes der tägliche Gang mehr oder weniger dem der Temperatur an. Viel einfacher ist der Verlauf der relativen Feuchtigkeit; sie ist des Morgens und in der Nacht am größten, des Nachmittags am kleinsten, und zwar in allen Jahreszeiten; nur ist die Schwankung im Sommer größer als im Winter. Unter 25 Prozent sinkt die relative Feuchtigkeit selten.

In der warmen Jahreszeit ist die Luft dampfreicher als in der kälteren; in unseren Breiten enthält 1 cbm im Durchschnitt im Sommer 10—11 g, im Winter 3—4 g. Im Winter liegt die Dampfmenge dem Sättigungspunkte viel näher als im Sommer, daher ist die relative Feuchtigkeit größer. Sie schwankt in den Monatsmitteln zwischen 95 und 65 Prozent. Großstädte haben in der Regel eine trockenere Luft als ihre Umgebung. Auf dem flachen Lande mit seinen Äckern, Wiesen und Wäldern sickert das Regenwasser in den Boden ein und verdampft wieder; in den Städten aber sorgen die modernen Kanalisationseinrichtungen für raschen Abfluß des Wassers, so daß der Boden nicht lange befeuchtet bleibt. Weitere Einzelheiten können wir den folgenden Mittelwerten entnehmen.

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
						Nürnberg							
absol.	3,8	4,1	4,6	5,7	8,0	9,9	11,1	10,7	9,3	7,1	5,2	4,3	7,0
relat.	86	81	75	68	66	66	67	70	77	82	84	87	76
						Insel Borkum							
absol.	4,6	4,9	5,2	6,4	8,2	10,4	11,5	11,6	10,4	8,0	6,2	5,1	7,7
relat.	93	92	87	83	84	81	80	81	83	87	90	92	86

Die Feuchtigkeit der Luft ist auf unser Wohlbefinden von großem Einfluß. Ist die Luft trocken, dann verdampft das Wasser, das aus den Geweben durch die Poren an die Körperoberfläche bringt, schnell, und die nötige Wärmemenge wird der Haut entzogen. Bei hoher Temperatur empfinden wir das angenehm; dagegen erscheinen uns Winde, die lebhaft wehen und eine gegenüber unserer Umgebung niedrige Temperatur besitzen, als rauh. Die rauhen Winde des April sind ja allbekannt. Ebenso sind einige Grade unter Null bei starker, insbesondere nördlicher Luftströmung viel unangenehmer als strenger Frost bei stillem Wetter. Ruhige, feuchte und warme Luft ruft das Gefühl der Schwüle hervor; es genügt nicht hohe Temperatur, wie man vielfach glaubt, sondern hohe Feuchtigkeit muß hinzukommen. Denn dann wird die Verdampfung herabgesetzt, dem Körper wird nur wenig Wärme entzogen, und der Überschuß unserer eigenen Körperwärme wird uns unbequem. Eine Temperatur von 30° bei trockener, bewegter Luft ist viel erträglicher als 20° bei Windstille und feuchter Luft. In vielen Küstengebieten der tropischen Zone sind die beiden Bedingungen jahraus jahrein erfüllt.

Die Temperatur der höheren Luftschichten.

Temperaturänderungen in auf- und absteigenden Luftströmen. Wie wir Seite 11 gesehen haben, durchdringen die Sonnenstrahlen die Luft, ohne sie merklich zu erwärmen; sie erhitzen vielmehr zuerst die Erdoberfläche. Nur langsam breitet sich die Wärme von ihr durch Leitung nach oben aus; viel rascher erfolgt die Erwärmung der Luft durch *Wärmeströmung* oder *Konvektion*. Die durch Berührung mit dem Boden erwärmten Luftteilchen werden spezifisch leichter als ihre Umgebung und steigen in die Höhe; sie machen kälteren Platz, die von oben herabsinken; diese erwärmen sich an der Erde, steigen wieder empor usf. Es entstehen derart über erhitzten Flächen aufsteigende und nieder-

sinkende Luftströmungen, wodurch die Erwärmung in höhere Schichten getragen wird. An heißen Tagen gewahren wir ein eigentümliches Zittern und Flimmern der Luft über sonnenbeschienenen Flächen wie Stoppelfeldern. Da die einzelnen feinsten Luftströmchen verschiedene Dichte haben, so sehen wir ferne Gegenstände wie Häuser oder Bäume unscharf, verschwommen. Die aufsteigenden Luftfäden führen winzige Staubkörner mit in die Höhe; auch hierdurch wird die Durchsichtigkeit der Luft noch herabgemindert. So kommt es, daß man des Nachmittags, wenn die geschilderten Bewegungen am lebhaftesten vor sich gehen, im Gebirge nur selten klare Fernsicht genießt.

Indem die einzelnen Luftteilchen aufsteigen, kommen sie unter geringeren Druck und dehnen sich aus; sie leisten Arbeit und kühlen sich infolgedessen ab. Sofern die Luft nicht mit Wasserdampf gesättigt ist, beträgt die Abkühlung für je 100 m fast genau 1°. Ist zu Beginn der aufsteigenden Bewegung die bestehende Temperaturabnahme auf je 100 m Steigung 1° oder mehr, so hat ein infolge seiner höheren Temperatur aufsteigendes Luftvolumen in allen Höhen eine höhere Temperatur als seine Umgebung. Da wärmere Luft leichter als kalte ist, so ist theoretisch wenigstens dem Emporsteigen keine Grenze gesetzt. Wenn dagegen die Abnahme kleiner als 1° ist, so wird schließlich in einer gewissen Höhe das Luftvolumen dieselbe Temperatur wie seine Umgebung annehmen und dann zur Ruhe kommen.

Sinkt umgekehrt die Luft aus der Höhe herab, so gelangt sie unter höheren Druck, wird zusammengedrückt und erwärmt sich daher, und zwar um 1° auf je 100 m; sie ist also am Erdboden wärmer als in der Höhe. Eine derartige Erwärmung oder Abkühlung der Luft lediglich durch Druckänderung ohne Zufuhr oder Entziehung von Wärme heißt eine adiabatische oder dynamische.

Welche Temperaturänderungen werden sich nun einstellen, wenn die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist? Auch dann wird beim

Aufsteigen Abkühlung eintreten, aber sie muß geringer sein, weil, wie wir bereits wissen, ein Teil des Wasserdampfes ausgeschieden wird und die so frei werdende Wärme der durch die Druckänderung bedingten Abkühlung entgegenwirkt. Das Ergebnis ist eine Abkühlung zwischen 0,4° und 1° für je 100 m, und zwar nähert sich der Betrag um so mehr der Grenze 1°, je höher die Luft emporgestiegen und je niedriger ihre Anfangstemperatur ist. Für die untersten Höhenkilometer können wir 0,5° annehmen; die Abkühlung ist also nur halb so groß wie die der ungesättigten Luft. Beginnt umgekehrt gesättigte Luft herabzusinken, so wird sie sich infolge der Erwärmung langsam vom Sättigungspunkte entfernen, sich also um 1° auf 100 m erwärmen müssen. Diese Darlegungen können wir kurz in folgenden für die Physik der Atmosphäre grundlegenden Sätzen zusammenfassen:

Aufsteigende trockene, d. h. nicht dampfgesättigte Luftmassen kühlen sich um 1°, gesättigte um 0,5° auf je 100 m ab; niedersinkende erwärmen sich stets um 1° auf je 100 m.

Wie wir an anderer Stelle sehen werden, bietet der Föhnwind ein schönes Beispiel für das verschiedene Verhalten auf- und niedersteigender Luftmassen.

Temperaturabnahme im Gebirge. Daß im Gebirge mit der Höhe die Temperatur abnimmt, ist allbekannt; die mit ewigem Schnee bedeckten Gipfel aller Hochgebirge, selbst derjenigen der wärmeren Zonen, rufen uns stets diese Tatsache ins Gedächtnis. Auf dem Brocken beträgt die mittlere Jahrestemperatur 2,1°, auf der Schneekoppe — 0,2°, dem St. Bernhard — 1,6°, der Zugspitze — 5,0° und dem Sonnblick — 6,3°; zugleich wird die Amplitude kleiner, wie die Abb. 4 auf Seite 18 lehrt.

Hochtäler, die gegen die ozeanischen warmen Winde abgeschlossen sind und daher nur eine geringe Bewölkung haben, erkalten im Winter bei der andauernden Ausstrahlung sehr stark. Dies zeigt ganz auffallend das wegen seiner landschaftlichen Schönheiten berühmte Engadintal. In Sils-Maria (1811 m) sinkt das Januar-

mittel auf $-8{,}1°$, in Bevers (1713 m) auf $-10°$, wogegen der frei aufragende Rigigipfel, der in gleicher Höhe liegt, noch $-4{,}5°$ hat. Trotz dieser Kältegrade ist der Aufenthalt im Freien ganz angenehm, weil die Luftbewegung nur schwach ist.

Die Studien über die Temperaturabnahme in den Alpen, die man namentlich dem österreichischen Meteorologen Julius von Hann verdankt, haben nun ergeben, daß im Durchschnitt auf je 100 m Erhebung die Temperatur um 0,56° oder um 1° auf 180 m sinkt. Die erstere Größe heißt der vertikale Temperaturgradient; er schwankt indes etwas im Laufe des Jahres und beträgt in den westlichen Alpen im Dezember 0,44°, im Juni 0,67°, d. h. es nimmt die Temperatur auf je 227 bzw. 149 m um 1° ab. Die rasche Abnahme im Frühsommer beruht zum Teil darauf, daß oben die Wärme zum Schmelzen der Schneemassen verbraucht wird und daher nicht der Luft zugute kommt, während die Sonne unten die schnee- und eisfreien Täler erwärmt. Die Temperaturgradienten zeigen aber auch eine deutlich ausgesprochene tägliche Periode; sie sind des Nachmittags am größten und nähern sich im Sommer dem Betrag der Abkühlung für trockene aufsteigende Luftmassen. Im Thüringer Wald zwischen Erfurt (191 m) und dem Inselsberg (900 m) berechnet sich der Temperaturgradient im Sommer um 7^a auf 0,59°, um 2^p auf 0,88° und um 9^p auf 0,56°.

Mit der Höhe werden die täglichen Änderungen der Temperatur immer kleiner; sie betragen auf dem Sonnblick auch im Sommer nicht mehr als 2—3°.

Temperaturumkehrung. In der kälteren Jahreszeit macht man beim Anstieg vom Tal oft die Beobachtung, daß die Temperatur bis zu einer gewissen Höhe zunimmt; es hat dann nicht selten der Gipfel eine höhere Temperatur als das Tal. Diese Temperaturumkehrung oder -Inversion entwickelt sich am schönsten in Tälern, die gegen die Winde geschützt sind. Die an den Berghängen durch Ausstrahlung erkalteten Luftmassen gleiten abwärts, sammeln sich im Tale an und kühlen sich hier noch mehr ab,

namentlich, wenn der Boden mit Schnee bedeckt ist. Zum Ersatz sinkt Luft aus der Höhe herab und erwärmt sich dabei adiabatisch, so daß also der Gipfel von relativ warmer Luft umströmt ist. Ruhiges Wetter ist der Andauer der Erscheinung günstig; in heiterem Sonnenschein erglänzen die Gipfel, während drunten im Tal und in der Niederung kalte Luft und sehr oft dichter, düsterer Nebel lagert. Der Übergang in die milde Luft und die sonnige Landschaft erfolgt oft ganz plötzlich. Temperaturumkehrungen sind im Winter am häufigsten und dann in den Morgenstunden und der Nacht am stärksten ausgebildet; sie bedingen natürlich eine Verringerung des durchschnittlichen Gradienten (Thüringer Wald nur 0,32° um 7ᵃ).

Wie bedeutend die Inversionen sein können, mögen noch einige Beispiele zeigen. Am 20. Januar 1885 hatte Erfurt um 8ᵃ die Temperatur — 22°, der Inselsberg aber — 3°, d. i. 19° Zunahme auf 710 m oder ein Gradient von — 2,7°; es bekommt nämlich nach Übereinkunft Temperaturabnahme das positive, Zunahme das negative Zeichen. Am 19. November 1904 hatte München eine mittlere Tagestemperatur von — 2,6°, der Wendelstein in 1700 m Höhe von + 3,5°, die Zugspitze von — 2,1°; die Umkehr erstreckte sich also über den Gipfel der Zugspitze hinaus und umfaßte eine Luftsäule von mindestens 2500 m Mächtigkeit.

Im Thüringer Wald gibt es in der kälteren Jahreszeit etwa 20 Tage mit Inversion. Viel häufiger ist die Erscheinung indes in den Alpen; in manchen Gegenden Kärntens stellt sie sich im Winter so regelmäßig ein, daß selbst die Monatsmittel der Temperatur oben — bis zu 1900 m — höher als unten sind.

Ballon- und Drachenaufstiege zur Erforschung der freien Atmosphäre. Die Beobachtungen auf Berggipfeln haben zwar wertvolle Ergebnisse geliefert und mit mancher veralteten Anschauung aufgeräumt, aber sie spiegeln doch keineswegs die Zustände der freien Atmosphäre wider, da die Erhebung des Bodens manche Störungen und Besonderheiten verursacht. Die

Erforschung der freien Atmosphäre ist daher eine weitere Aufgabe der Meteorologie; ja sie steht gegenwärtig im Vordergrunde und bildet unter dem Namen Aerologie einen besonderen Zweig unserer Wissenschaft. Sie bringt uns klar zum Bewußtsein, daß die Meteorologie eine Physik der Atmosphäre ist.

Lange Zeit waren allein die Freiballons die wichtigsten Hilfsmittel der aerologischen Forschung. Nachdem einige Physiker, so auch der Erfinder des Gasballons, Charles, gelegentlich Beobachtungen im Ballon angestellt hatten, unternahm 1862 bis 1866 der Engländer Glaisher etwa 30 Fahrten zu wissenschaftlichen Zwecken und sammelte ein sehr reichhaltiges Beobachtungsmaterial. Indes sind seine Temperaturen wegen des unzulänglichen Schutzes der Instrumente gegen Sonnenstrahlung, die mit der Höhe immer stärker wird, und wegen mangelnder Ventilation viel zu hoch und daher auch alle Schlüsse irrig. Bei einem freifliegenden Ballon fehlt nämlich die Ventilation so gut wie vollständig, da derselbe gewissermaßen selbst ein Teil der Luft ist und sich mit derselben Geschwindigkeit fortbewegt wie die Luft. Im Ballon herrscht fast vollkommene Luftruhe; nur bei vertikalen Eigenbewegungen spürt man Wind. Richtige Temperaturen im Ballon zeigt nur das Aspirationsthermometer (vgl. S. 8); es wird jetzt bei allen wissenschaftlichen Fahrten benutzt. Grundlegende Bedeutung haben die Fahrten gewonnen, die vom Deutschen Verein zur Förderung der Luftschiffahrt in den Jahren 1893—1899 von Berlin aus unternommen wurden. Die größte Höhe, die man erreichte, war 9150 m; am 31. Juli 1901 indes stiegen die Berliner Meteorologen und Luftfahrer Süring und Berson bis 10800 m empor.

Kunde aus noch höheren Schichten bringen uns unbemannte Registrierballons, die ballons sondes, wie die Franzosen sie nennen. Schon 1809 regte die Königliche Gesellschaft zu Kopenhagen in einer Preisaufgabe an, mit „kleineren Luftbällen, die keine Person tragen", Richtung der Winde, Temperatur u. dgl.

zu untersuchen. Doch erst um 1880 gelang es einigen Franzosen, die Aufgabe teilweise zu lösen. Sie ließen Ballons in größerer Zahl steigen, die mit Fragezetteln über Ort und Zeit des Auffindens versehen waren; sie konnten daraus bereits einige interessante Schlüsse über die oberen Luftströmungen ableiten. Die modernen

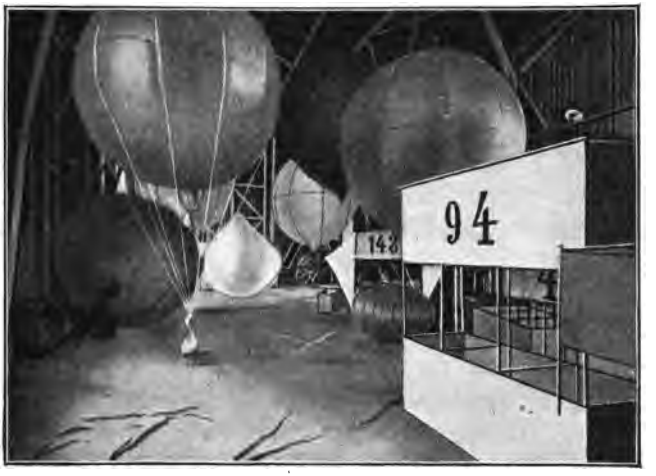

Abb. 7. Registrierballons und Drachen.
Aus A. Kirchhoff: Die Erschließung des Luftmeers.

ballons sondes (Abb. 7) haben einen Durchmesser von 1—2 m und führen Instrumente mit sich, die selbsttätig Temperatur, Feuchtigkeit und Druck in allen Höhen aufzeichnen. Ihre Hülle besteht aus feinstem Paragummi und dehnt sich beim Steigen aus, bis sie zerplatzt oder bis in bestimmter Höhe oder nach bestimmter Zeit ein Ventil sich öffnet. Dann beginnt auch sogleich das Niederfallen. Um den Abstieg zu verlangsamen, besitzt der Ballon einen leichten Fallschirm, oder man gibt ihm einen zweiten kleineren und weniger gefüllten Ballon mit, der wegen seines

geringeren Auftriebes sofort nach Zerreißen des größeren oberen fällt. Er bietet genug Luftwiderstand, um ein schnelles Sinken zu verhindern und dient, da er so stark gefüllt ist, um sich selber tragen zu können, am Boden als Signalballon, um das Auffinden zu erleichtern. Registrierballons mit Wasserstoffüllung sind über 28 km hinausgelangt. Auch zur Bestimmung der Richtung und Geschwindigkeit des Windes in der Höhe finden die Gummiballons Verwendung; dienen sie ausschließlich diesem Zweck, so tragen sie keine Instrumente und heißen Pilotballons.

Für die unteren Schichten indes kommen die Registrierballons weniger in Betracht; hier übernehmen ihre Aufgabe die Drachen, deren Gestalt ebenfalls Abb. 7 zeigt. Ihr oberes und unteres Drittel ist mit Baumwolle oder Seidenstoff überspannt; als Kabel dient Klaviersaitendraht, der hohe Bruchfestigkeit mit geringem Gewichte vereinigt. Indem man mehrere Drachen in größeren oder kleineren Abständen hintereinander koppelte, ist es geglückt, die Instrumente bis zu 7000 m zu heben. Deutschland hat mehrere Observatorien, denen die Erforschung der Atmosphäre durch tägliche Aufstiege von Ballons oder Drachen obliegt, so zu Lindenberg, 65 km südlich von der Reichshauptstadt, und zu Friedrichshafen am Bodensee, der klassischen Stätte der modernen Luftfahrt.

Temperatur der freien Atmosphäre. Die folgende Tabelle gewährt einen Einblick in die Temperaturen des Luftmeeres bis zu 10 km Höhe für die Monate Januar und Juli sowie das Jahr, die A. Wagner aus 380 sehr zuverlässigen Ballonfahrten der Jahre 1902 bis 1907 berechnet hat.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10 km
Jan.	−3	−5	−10	−16	−22	−29	−36	−43	−49	−54
Juli	12	7	2	− 4	−10	−16	−23	−31	−38	−45
Jahr	5	0	−5	−11	−17	−24	−31	−38	−44	−50

Von etwa 3500 m an aufwärts liegt in allen Monaten die Temperatur unter Null; in 8000 m finden wir selbst im heißen

Sommer weniger als -30° und in 10 km im Durchschnitt schon -50°. In wenigen Minuten erreicht ein steigender Ballon diese bitter kalten Luftmassen.

In jeder Höhe ist der August der wärmste Monat; während aber am Erdboden der Januar der kälteste ist, verschiebt sich das Minimum in 2 km auf den Februar und von 4 km auf den März. In unseren Zahlenreihen kommt auch deutlich zum Ausdruck, daß die jährliche Schwankung der Temperatur in allen Höhen recht beträchtlich ist; in 2 km ist die Amplitude 14°, in 3 km 13°, in 7 km wieder 16° und in 10 km noch 11°.

Aus den auf Seite 17 mitgeteilten Temperaturmitteln ergibt sich, daß der Frühling rund 1° kälter als der Herbst ist. In der freien Atmosphäre aber ist das Frühjahr außerordentlich kalt und der Unterschied gegen den Herbst sehr groß, wie folgende Zahlen zeigen. Der März und April sind eigentlich noch Wintermonate.

	Frühling	Herbst	Differenz
2 km	— 3,4	2,6	6,0
4 km	— 14,6	— 7,9	6,7
6 km	— 28,3	— 20,4	7,9
8 km	— 42,9	— 34,6	8,3

Aus den obigen Zahlen können wir nun leicht die Temperaturabnahme auf je 100 m in den einzelnen Höhenstufen ermitteln; wir beschränken uns auf die Jahresmittel.

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10 km
0,33	0,46	0,50	0,57	0,62	0,68	0,70	0,73	0,64	0,52	

Mit wachsender Höhe nimmt, wenigstens bis 8 km, die Temperatur immer schneller ab. Wir wollen nun zu diesem Gesetz einige Bemerkungen theoretischer Natur machen. Bestände die Luft nur aus herabsinkenden Massen, so müßte der Gradient 1° sein (vgl. S. 33); befände sich die Luft dagegen nur in aufsteigender Bewegung, so wäre der Gradient, solange die Luft nicht mit Wasserdampf gesättigt ist, ebenfalls 1°. Nun schweben in rund 1,5 km Höhe die unteren Wolken, namentlich die Regen-

und sommerlichen Haufenwolken, und hier schon müßte der Gradient etwa 0,5° sein, da die Luft gesättigt ist. Weiter aufwärts würde er wieder größer und wäre in 5000 m 0,8°, eine Anfangstemperatur von 10° vorausgesetzt. Wäre indes die Abnahme der Temperatur eine Folge von auf- und absteigenden Luftströmen, so müßten die Gradienten in den verschiedenen Höhen gleich dem arithmetischen Mittel aus jenen sein, wie sie dem auf- und absteigenden Strome einzeln entsprechen. Wir erhielten also für 1500 m den Gradienten $(1 + 0{,}5) : 2 = 0{,}75°$, für 5000 m $(1 + 0{,}8) : 2 = 0{,}9°$, und in der bodennahen Schicht wäre 1° zu erwarten. Diese letztere Folgerung wird wenigstens für die wärmeren Tagesstunden durch die Beobachtungen am Eiffelturm zu Paris bestätigt; um Mittag ist die Differenz zwischen unten und der Spitze in 300 m genau 3°, also 1° auf 100 m. Im Durchschnitt aller Tagesstunden aber und, wie obige Zahlen lehren, in allen Höhen bleiben die beobachteten Werte weit hinter den theoretischen zurück; nur die Zunahme des Gradienten als solche stimmt mit der Theorie überein. Es muß also eine Ursache vorhanden sein, die eine Schwächung der Gradienten hervorruft. Nun lehrt fast jeder Ballonaufstieg, daß die Temperatur keineswegs mit der Höhe regelmäßig abnimmt, sondern auf größere vertikale Strecken auch zunimmt. Es sind also die uns aus dem Gebirge schon bekannten Temperaturumkehrungen, die die Abnahme der Temperatur gegenüber der theoretischen herabdrücken.

Temperaturumkehrungen kommen nun in allen Jahreszeiten und in allen Höhen sehr häufig vor; es wechseln Schichten mit Abnahme und solche mit Zunahme oder gleichbleibender Temperatur ab, die Atmosphäre hat einen blätterigen Aufbau, vergleichbar der Beschaffenheit eines Blätterteiges. Kältere und wärmere Luftmassen liegen schichtenweise übereinander; die einzelnen Schichten sind auch durch verschiedenen Feuchtigkeitsgehalt — die warme ist oft ungewöhnlich trocken — ausgezeichnet und ziehen mit verschiedener Geschwindigkeit und nicht selten in anderer Richtung

dahin. Schichtenbildung tritt nach Süring in bestimmten Höhen mit Vorliebe ein, so in 500, 2000 und 4300 m. Die unterste ist in der Nacht fast immer gut ausgeprägt und verdankt ihre Entstehung der nächtlichen Ausstrahlung. Nach Sonnenuntergang erkaltet nämlich der Erdboden und allmählich auch die Luft, die mit ihm in Berührung ist. Da aber kalte Luft schwerer ist, so bleibt sie in Ruhe, steigt nicht empor wie die tagsüber erwärmte; ja die Luft ist um so stabiler oder träger, je kälter sie wird. Die Abkühlung pflanzt sich langsam nach oben fort, erstreckt sich aber nicht so hoch wie tagsüber die Erwärmung, und so kommt es, daß in etwa 500 m die Temperatur viel höher ist als am Boden. Ruhiges und klares Wetter begünstigt die Ausbildung dieser Luftschichtung.

Den Beispielen über Temperaturinversion im Gebirge mögen noch folgende aus der freien Atmosphäre angereiht werden. Am 6. Dezember 1910 herrschte in Hamburg nachmittags die Temperatur $+0{,}4^\circ$, in 200 m $-1{,}3^\circ$, in 530 m aber $+14{,}6^\circ$, d. i. $15{,}9^\circ$ Zunahme auf 330 m, entsprechend einem Gradienten von $-4{,}8^\circ$; gleichzeitig trat Feuchtigkeitsfall von 80 auf 4 Prozent ein. Am 24. Februar 1891 wurde bei Berlin in 230 m eine Temperatur von -2° beobachtet, während sie in 340 m auf $+9^\circ$ gestiegen war; der Gradient ist also genau -10°. Wir sehen, daß die negativen Gradienten Werte annehmen, die das Vielfache der positiven betragen; diese können ja 1° kaum überschreiten.

Die Ballons, die über 10 km hinausstiegen, haben nun noch eine weitere und vielleicht die bemerkenswerteste Erscheinung aufgedeckt. Schon von 8 km an verlangsamt sich die Temperaturabnahme, in 11 km hört sie ganz auf, und von nun an folgen einander Schichten mit schwacher Zunahme und gleichbleibender Temperatur, in die sich zuweilen auch dünnere Schichten mit geringer Abnahme einschieben. Aber im Durchschnitt ist über unserm Erdteil oberhalb 11 km die Temperatur unveränderlich; wir haben im Jahresmittel

10	11	12	13	14	15	16 km
— 50	— 53	— 54	— 54½	— 54½	— 54	— 54°.

Aßmann und Teisserenc de Bort haben zuerst, und zwar unabhängig voneinander im Jahre 1902 das Vorhandensein dieser großen Inversions- oder richtiger gesagt isothermen Schicht nachgewiesen. Der letzte Forscher nennt sie die Stratosphäre, die darunterliegende die Troposphäre. Im Januar ist die Temperatur der Stratosphäre — 60°, von Juni bis August — 53°, im Mittel aller Monate — 56°. Noch kein bemannter Freiballon ist in sie gelangt, obwohl im Frühjahr die Bedingungen günstig liegen. Ihre untere Grenzfläche ändert nämlich ihre Lage im Laufe des Jahres; im März senkt sie sich auf 9½ km herab und rückt im August auf 11 km empor. Nahe liegt die Frage nach der Höhenerstreckung der Stratosphäre; doch darüber haben die Registrierballons keinen Aufschluß gebracht, denn noch keiner hat sie durchflogen. Ob überhaupt jemals einer über sie hinaus sich erheben wird, wird erheben können?

Die aerologischen Untersuchungen in den Polargegenden, auf dem Atlantik und am Äquator haben zu dem Ergebnis geführt, daß die Grenzschicht zwischen Strato- und Troposphäre vom Pol nach dem Äquator in immer größere Höhen emporsteigt. Im hohen Norden liegt sie in 8, in Mitteleuropa in 11, um den 30. Br.-Gr. in 14 und am Äquator gar erst in 18 km Höhe; bis zu dieser Höhe sinkt also die Temperatur stetig, und die Ballons finden hier fast immer — 80° und weniger. Die folgenden Zahlen sind aus den Aufstiegen auf Java und dem Viktoriasee in Afrika berechnet und geben ein anschauliches Bild von der gewaltigen Temperaturabnahme in der heißen Zone.

1	4	7	10	13	16	19 km
21	4	— 13	— 34	— 59	— 72	— 84°.

Wir kommen also zu dem Schluß, daß in großen Höhen über dem Äquator die Temperatur viel niedriger ist als in unseren Breiten, und zwar um rund 18° in 16 km, während sie am Boden 20° höher ist (vgl. S. 24). In der Nähe der Erdoberfläche be-

steht demnach ein Temperaturgefälle von niederen zu höheren Breiten, aber in 12 km ist es schon sehr verflacht und bereits von 13 km ab umgekehrt gerichtet.

Die große isotherme Schicht, die auf den darunterliegenden Luftmassen gleichsam wie Öl auf Wasser schwimmt, setzt allen aufwärts gerichteten Bewegungen ein Ziel, und in gleicher Weise wirken die kleineren Inversionen beruhigend auf die Strömungen in den unteren Schichten. Erreicht nämlich ein aufsteigendes Luftquantum die wärmere und daher leichtere Schicht, so wird sein Auftrieb verringert oder gar vernichtet und es kommt zur Ruhe.

Die ständige Durchmischung durch vertikale Strömungen bedingt es aber auch, daß die chemische Zusammensetzung der Troposphäre in ihrer ganzen Höhe dieselbe sein muß wie am Erdboden. Anders in der Stratosphäre; da in ihr keine Abnahme der Temperatur nach oben hin erfolgt, so fehlen die vertikalen Strömungen, und in den niederen Schichten müssen daher die schwereren, in den höheren die leichteren Gase überwiegen. A. Wegener findet nun durch Rechnung, daß der Wasserstoff, der in der Troposphäre nur in verschwindend geringen Mengen vorkommt, mit der Höhe immer mehr zunehmen muß, und daß in etwa 75 km die Stickstoffatmosphäre einer Wasserstoffatmosphäre Platz macht. Manche Lichterscheinungen weisen auf einen solchen Übergang hin; Meteore, die in 80 km erlöschen, zeigen eine rote Farbe, die des glühenden Wasserstoffs, solche, die tiefer hinab in die Stickstoffsphäre dringen, aber eine grünliche. Wir können also eine Dreiteilung der Atmosphäre annehmen und unterscheiden die Troposphäre oder Wolkenschicht bis 11 km, die Stratosphäre bis etwa 75 km und darüber die Wasserstoffsphäre. Von physikalischem Standpunkt aus betrachtet, ist diese dritte Schicht unbegrenzt, da ja die Gase das Bestreben haben, sich in jedem ihnen dargebotenen Raum auszubreiten, und so müßte denn zwischen Erde und Sonne eine Verbindung aus unendlich verdünnter Gasmaterie bestehen. Doch wieder zurück aus dem unsicheren Reich der Hypothesen zum festen Boden der Tatsachen!

Die Kondensationsformen des Wasserdampfes an der Erdoberfläche.

Bedingungen der Kondensation. Bringen wir ein Glas kaltes Wasser in ein warmes Zimmer, so beschlägt es sich außen; wehen nach kühlen und trockenen Tagen warme Winde, so werden Pflaster, Bürgersteige, Mauern feucht; der Wasserdampf der Luft hat sich am Glas oder Boden kondensiert. Wir haben bereits erörtert, daß bei Abkühlung gesättigter Luft ein Teil des Wasserdampfes in den flüssigen Zustand übergeht; wird etwa gesättigte Luft von 20° auf 12° gebracht, so müssen 17,2 — 10,6 = 6,6 g als Wasser herausfallen. Es sind nun auch leicht die Vorgänge zu verstehen, die bei Abkühlung nicht gesättigter Luft eintreten. Sie möge 13,5 g bei 25° enthalten. Sie erreicht zunächst den Sättigungspunkt 16°, und erst bei weiterem Sinken der Temperatur wird Wasser ausgeschieden. Erfolgt die Erkaltung der Luft durch Berührung mit festen Körpern wie in den obigen Beispielen, so bedecken sich diese mit einer feinen Wasserschicht.

Außer Abkühlung ist zur Kondensation in der freien Atmosphäre — denn auch hier ist sie recht häufig, wie uns Wolken und Regen lehren — noch die Anwesenheit feinster Staubteilchen erforderlich; sie bilden die Ansatzkerne, um die die Verdichtung des Dampfes sich vollzieht. Überall enthält die Luft solche Körperchen; sie fehlen auch nicht in der reinen Gebirgsluft. Verbrennungsvorgänge und Reibung des Windes an der Erde sind die wirksamsten Stauberzeuger. Über großen Städten mit vieler Industrie kann ein Kubikzentimeter an 100000 dieser winzigen Staubkörner enthalten, in mittleren Höhen der freien Atmosphäre zählt man aber stets weniger als 1000. In der Meeresluft geben Salzteilchen die Kondensationskerne ab; zu 100000 kommen sie bei Ebbe und schönem Wetter im Kubikzentimeter vor und werden durch die Luftströmungen auch weithin landeinwärts getragen. Sicher aber gibt es auch Partikelchen, die außerirdischen

Urſprungs ſind und von Meteoren herrühren dürften. Freiballonfahrer haben feſtgeſtellt, daß die Grenze zwiſchen warmen und kalten Schichten beſonders ſtaubreich iſt. Wird feuchte Luft von den Stäubchen befreit, indem ſie durch Watte hindurchgeleitet wird, ſo kann ſie *unter* den Sättigungspunkt abgekühlt werden, ohne daß Kondenſation eintritt. Sie enthält dann alſo mehr Waſſerdampf, als ihrer Temperatur unter gewöhnlichen Verhältniſſen entſpricht; ſie heißt *überſättigt*. Etwas ähnliches bietet der Übergang vom flüſſigen in den feſten Aggregatzuſtand. Waſſer gefriert bei 0°; ſtellt man aber Waſſer, mit einer Ölſchicht überdeckt und einem Thermometer darin, bei Froſt ins Freie und ſchützt es vor Erſchütterung, ſo ſinkt ſeine Temperatur mehrere Grad unter Null, ohne daß Erſtarrung eintritt. Solches Waſſer nennt man *überkaltet*. Tropfen in einer Miſchung aus Chloroform und Mandelöl laſſen ſich ſogar bis auf −20° abkühlen. Überkaltetes Waſſer iſt in der Luft nicht ſelten; davon wird ſpäter noch häufig die Rede ſein.

Tau und Reif. Wenn ſich des Nachts die Blätter der Pflanzen, Grashalme, Steine oder ſonſtige Gegenſtände am Boden, die Dächer der Häuſer infolge der Ausſtrahlung unter den Sättigungspunkt der Luft abkühlen, ſo kondenſiert ſich an ihrer Oberfläche der Waſſerdampf zu feinſten Tröpfchen. Indem viele zuſammenfließen, entſtehen die *Tautropfen*, daher der Sättigungspunkt auch *Taupunkt* genannt wird. Sie glitzern frühmorgens im Sonnenſchein an den Spitzen und Zähnchen der Blätter, um bei höherſteigender Sonne wieder zu verdampfen. Erfolgt die Kondenſation bei Temperaturen unter 0°, ſo ſchlägt ſich *Reif* nieder. Selten ſcheidet ſich Dampf in Kriſtallen aus, in der Regel vielmehr in Eiskügelchen, die ſich aneinanderreihen und zierliche ſchneeartige Eisfedern und -ſäulchen bilden. Am ſtärkſten ſind die Blätter der Pflanzen mit Tau und Reif bedeckt; Steine ſind weniger bereift als hölzerne Bretter. Das rührt daher, daß Steine gute Wärmeleiter ſind und für die ausgeſtrahlte Wärme

von unten Ersatz erhalten. Körper also, die gute Strahler, aber schlechte Leiter sind, erfahren die größte Abkühlung, und an ihrer Oberfläche ist die Tau- und Reifbildung besonders reichlich. Die Ausstrahlung wird begünstigt durch heiteren Himmel und Luftruhe; kommt dazu noch große Feuchtigkeit, so ist der Taufall sehr stark. Bei bewölktem Himmel und windigem Wetter unterbleibt die Tau- und Reifbildung fast ganz.

Man bemerkt oft, daß Steine auf der Unterseite betaut sind; ein über dem Boden umgestülptes Glas zeigt in seinem Innern starke Taubildung. Sie bleibt aber aus, wenn das Glas über einer undurchlässigen Platte auf den Boden gestellt wird. Diese Beobachtungen beweisen, daß der im Tau kondensierte Wasserdampf unmittelbar dem Erdboden entstammt. Andererseits trägt zur Taubildung aber auch der in der Luft schon vorhandene Wasserdampf bei, wie die Betauung der Dächer und Baumkronen augenfällig lehrt.

Die Wassermenge, die ein Taufall liefert, ist nicht sehr groß; sie mag auf den Quadratmeter wohl 100 g oder 0,1 l betragen und kann für das Jahr zu 30 l angenommen werden.

Im Frühjahr, namentlich in der zweiten Hälfte des April und im Mai, ist Reif und Bodenfrost der Vegetation sehr schädlich; es fragt sich: kann man den Frost vorhersagen? Es ist das nun glücklicherweise in weitgehendem Maße der Fall. Man bestimmt gegen Abend den Taupunkt der Luft; unter ihn kann die Temperatur nicht beträchtlich sinken, weil jede weitere Abkühlung Kondensation zur Folge hat und damit ein Freiwerden von Wärme. *Liegt der Taupunkt unter 0°, so ist Bodenfrost sicher.* Haben wir etwa um 6 Uhr abends die Temperatur 6° und zeigt das feuchte Thermometer 4°, so ist die absolute Feuchtigkeit 5,1 g; der Taupunkt, d. h. die Temperatur, bei der die Luft gesättigt ist, beträgt 1°. Sinken der Temperatur unter Null oder besser gesagt Bodenfrost und Reif sind also sehr wahrscheinlich, namentlich wenn der Himmel klar und die Luft ruhig ist.

Eine Tabelle zur raschen Auffindung des Taupunktes aus den Angaben des trockenen und feuchten Thermometers findet sich am Schlusse des Buches (Zahlentafel 2).

Nebel. Wir haben schon erörtert, daß die untersten Luftschichten sich des Abends infolge der Ausstrahlung des Bodens abkühlen. Sinkt ihre Temperatur dabei unter den Taupunkt, so bedeckt sich der Boden mit Nebel; über feuchten Wiesen sieht man um Sonnenuntergang solche weißgraue Nebelschichten, Bodennebel von einigen Zentimetern bis Manneshöhe. Sie wachsen allmählich nach oben, indem die Ausstrahlung stets an ihrer oberen Grenze fortwirkt und in immer höheren Schichten die Kondensation des Wasserdampfes herbeiführt. So entstehen Nebel, die bis zu 1000 m Dicke anwachsen können. Also Abkühlung der Luft, die „Kälte", ist die Ursache des Nebels, nicht umgekehrt. Diese Strahlungsnebel sind im Frühjahr und Herbst am häufigsten; sie machen die frühen Morgenstunden so unangenehm, sind aber bis Mittag längst der Kraft der Sonne gewichen. Auch über Seen und Flüssen treten Nebel auf, wenn die Luft kälter als das Wasser ist; die dem Wasser entsteigenden Dämpfe werden dann sofort kondensiert. Wir wollen hier schon bemerken, daß die Nebelteilchen winzige Tröpfchen, nicht Bläschen sind.

Doch noch auf eine andere Weise kann Nebel entstehen. Wir füllen in ein Becherglas etwas Wasser, bedecken es mit einer Glasplatte und erhitzen im Sandbad bis etwa 50°. Der Raum über dem Wasser füllt sich mit unsichtbar bleibenden Dämpfen an. Tauchen wir nun in diese Dämpfe ein kleineres Glas, das durch Eis abgekühltes Wasser enthält, so beschlägt es sich. Indem die am Glas erkaltete Luft herabsinkt und sich mit dem warmen Dampfe mischt, entstehen dichte Nebel. Also Mischung ungleich warmer feuchter oder gesättigter Luft hat Kondensation zur Folge. Strömt nun warme feuchte Luft über die durch Ausstrahlung abgekühlten unteren Schichten hinweg, so werden diese durch die Luftbewegung nach oben getrieben und,

wie wir wissen, noch mehr abgekühlt. Es tritt nun Mischung der oberen warmen mit der aufsteigenden kalten Luft ein, wobei, wenn die Mischungstemperatur unter den Taupunkt sinkt, der Wasserdampf kondensiert wird. Nach ihrer Entstehung kann man diese Nebel Mischungsnebel nennen. In ihnen findet nach Drachenbeobachtungen im norddeutschen Flachlande eine bedeutende Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe statt.

Die Auflösung eines Nebels erfolgt entweder von oben oder von unten; nur selten zerstreut auffrischender Wind die Nebelmassen. Die Auflösung von oben tritt dadurch ein, daß die Sonnenstrahlen die Nebelteilchen an der oberen Grenze verdampfen; der Nebel „fällt". Auch die Auflösung von unten ist eine Wirkung der Sonnenstrahlen; letztere vermögen selbst dichten Nebel zu durchdringen und den Boden zu erwärmen, der Nebel „steigt" und geht dann in eine Wolke über. Überraschend ist es, daß manchmal in dichten Nebeln Gegenstände trocken bleiben; die niederfallenden Tröpfchen verdampfen sogleich wieder, wenn sie mit der durch die Strahlung erwärmten Oberfläche in Berührung kommen.

Rauhreif. Selbst bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt sind die Nebelteilchen oft flüssig; die Nebel bestehen dann aus überkalteten Wassertröpfchen. Werden sie durch den Wind gegen Bäume, Telegraphenstangen und -drähte, Gitter oder sonstige Gegenstände getrieben, so erstarren sie sofort zu kleinen Eiskügelchen. Indem sich diese perlschnurartig aneinanderreihen, entstehen nadelförmige Zacken oder zierliche Eisfedern von einigen Zentimetern Länge; man nennt diese Niederschlagsform Rauhreif oder Rauhfrost. Der Name Rauhreif darf uns nicht vergessen lassen, daß die Bildung eine wesentlich andere als die des Reifes ist. Denn der Reif setzt heiteren Himmel und Luftruhe, Rauhreif nebelerfüllte Luft und Wind voraus; er wächst daher stets dem Winde entgegen. Die Wärmeleitungsfähigkeit und die Temperatur der Gegenstände spielen dabei gar keine Rolle, wenn über-

haupt die Temperatur unter 0° liegt, so daß der Rauhreif nicht sofort schmilzt. Bei günstiger Wetterlage können sich beträchtliche Massen Eis niederschlagen, so daß unter ihrer Last Äste brechen.

Eine Landschaft im Rauhreif gewährt einen unvergleichlichen Anblick. Weicht der Nebel am Morgen oder Mittag der Sonne, schreibt von Hann in seinem Lehrbuch der Meteorologie, so beleuchtet dieselbe eine märchenhafte Landschaft. Das Laub der Bäume ist durch das zierlichste Nadelwerk aus Eis ersetzt, das in der Sonne flimmert und sich in wunderbarem Glanze von einem blauen Himmel abhebt. Diese Pracht dauert aber meist nur wenige Stunden; in der wärmeren Luft fällt der Eisbehang rasch ab. Der Niederschlag, der auf diese Weise dem Boden zugeführt wird, ist oft sehr beträchtlich; in Wäldern bedeckt er den Boden wie mit einer Schneelage und kann selbst eine Schlittenbahn auf dem früher schneefreien Boden liefern.

In der Niederung ist Rauhreif nicht allzu häufig; seine Heimat ist das Gebirge. Auf dem Brocken, der Schneekoppe, dem Fichtel- und Keilberg, überall in Höhen, die in der mittleren Höhe der Winterwolken liegen, erreichen die Rauhreifmassen ganz gewaltige Ausdehnung. Auf dem Brocken sah Stade innerhalb zehn Stunden bei heftigen Weststürmen Eismassen von 50 cm Dicke sich niederschlagen, und auch der Bewohner der Ebene wird es begreifen, daß Holzgitter zu massiven Eismauern, Telegraphenstangen zu meterdicken Eissäulen und Drähte zu armdicken Eisgirlanden werden, die sich vermöge der Dehnbarkeit des Metalles bis zur Erde herabsenken können, oft genug aber zerreißen. Durch diesen starken Ansatz von Rauhreif an allen Gegenständen im Freien, also auch an den Windfahnen und dem Regenmesser, werden die meteorologischen Beobachtungen im Gebirge oft sehr erschwert.

Die Wolken.

Erfolgt die Kondensation des Wasserdampfes in höheren Schichten der Luft, so entstehen Wolken. Die ausgeschiedenen Teilchen können fest oder flüssig sein, und man unterscheidet daher Eis- und Wasserwolken; erstere schweben in größeren Höhen als letztere. Bei einiger Übung ist es leicht zu sagen, ob eine Wolke aus Wasserteilchen oder Eisnadeln besteht, besonders dann, wenn um die Sonne oder den Mond gewisse Licht- und Farbenerscheinungen sich zeigen. Die großen Ringe nämlich von 22° Radius verdanken ihre Entstehung Eisnadeln, die kleinen auffallender gefärbten Kränze Wasserteilchen; näheres hierüber findet man im Abschnitt: Optische Erscheinungen.

Im allgemeinen ist der Gehalt der Wolken an flüssigem Wasser nicht sehr groß; selbst sehr dichte Nebel und Wolken, in denen man etwa 20 Schritte weit sehen kann, enthalten kaum 5 g im Kubikmeter, d. i. weniger als der Gehalt der Wolkenluft an Wasserdampf. Zum Vergleich sei angeführt, daß die Wolken, die einem Dampfkessel entströmen, rund 20 g Wasser in flüssiger Form enthalten können.

Welcher Art sind nun die Wasserteilchen, die die Wolken bilden? Man glaubte zuerst, daß die Wolkenteilchen dünnwandige Bläschen seien, und diese Anschauung blieb bis in die siebziger Jahre des vorigen Jahrhunderts die herrschende. Gegen diese Lehrmeinung sind indes eine Reihe gewichtiger Bedenken vorgebracht worden; es ist sicher, daß die Wolkenteilchen feine massive Tröpfchen sind, nicht hohle Bläschen. Mehrere Beobachter konnten die Tröpfchen im Gebirge bei Nebeln unter dem Mikroskop direkt sehen. Ihre Größe hat man sowohl auf mikroskopischem Wege gemessen als auch aus den Kränzen um Sonne und Mond sowie solchen, die man mit künstlichem Licht im Nebel erzeugt hat, berechnet. Ihr mittlerer Durchmesser ist $20\,\mu$ ($1\,\mu = 1$ Mikron $= 0{,}001$ mm); meist sind aber in einer Wolke gleichzeitig sehr verschiedene Größen neben-

einander vorhanden. Diese winzigen Tröpfchen finden in der Luft einen verhältnismäßig ebenso großen Widerstand beim Fallen wie ein Bleikügelchen in einem Honigtopf, wie der Wolkenforscher de Quervain einmal sich ausdrückte. Sie fallen daher ungemein langsam, in der Sekunde etwa 1 cm, und würden $2^3/_4$ Stunden gebrauchen, um 100 m zu durchfallen. Sollen sie nun schweben, so genügt dazu ein nach oben gerichteter Luftstrom, dessen Geschwindigkeit 1 cm in der Sekunde beträgt. Solche Geschwindigkeiten und etwas größere bis zu 3 cm scheinen bei ungestörtem und ruhigem Zustande der Luft die Regel zu sein. Gerade das Schweben der Nebel- und Wolkenteilchen glaubte man früher nur durch die Annahme von Bläschen erklären zu können.

Aus den Größen für den Durchmesser der Tröpfchen und dem Wassergehalt der Wolken ergibt sich die Zahl der Tropfen im Kubikmeter Wolkenluft zu 1000 Millionen; im Kubikzentimeter befinden sich daher 1000 Tropfen. Bei einer regelmäßig gedachten Anordnung wäre ihr gegenseitiger Abstand 1 mm, also 50 mal größer als der Durchmesser eines Tröpfchens.

Bei Temperaturen unter Null sind die Tropfen oft überkaltet, und Drachen, die in solche Wolken hineingeraten, beladen sich über und über mit Rauhreif. Auf Luftfahrten hat man Wasserwolken bei -20° angetroffen, und es ist daher nicht unmöglich, daß auch bei noch tieferen Temperaturen überkaltete Tröpfchen vorkommen.

Außer der Sättigung der Luft sind zur Bildung der Wolken noch Ansatzkerne notwendig, an denen die Kondensation stattfindet; es kommen da vornehmlich Staub- und Salzteilchen in Betracht.

Da die Wasserdampfmenge mit der Höhe abnimmt — wegen der niedrigen Temperatur sind in 3 km nur mehr 2 g und in 5 km kaum noch 1 g im Kubikmeter enthalten —, so können wasserreiche und dichte Wolken nur in tieferen Schichten entstehen; Wolken in größeren Höhen sind sehr zarte Gebilde.

Wolkenformen. Es scheint auf den ersten Blick sehr schwierig,

ja unmöglich, in das endlose Vielerlei der leicht vergänglichen und in steter Umwandlung begriffenen Gebilde Ordnung zu bringen; Wolken sind nichts Fertiges, sie entstehen, leben und vergehen, und dabei wandelt sich eine Form oft in eine andere um. Der Engländer Luke Howard, von Beruf Kaufmann, unterschied bereits 1802 drei Grundformen: Schicht-, Haufen- und Federwolke (Stratus, Cumulus und Cirrus) nebst 4 Übergangsformen, von denen die Regenwolke (Nimbus) hervorzuheben wäre. Diese Einteilung Howards, für die auch Goethe sich sehr begeisterte, hat sich als eine recht brauchbare erwiesen und ist denn auch in der Folgezeit im wesentlichen beibehalten worden. Durch internationale Übereinkunft sind 1894 endgültig noch drei weitere Formen hinzugefügt worden, so daß die folgenden Wolkenarten unterschieden werden, zwischen denen aber noch mancherlei Übergänge möglich sind:

a) Obere Wolken in mittlerer Höhe von 8000 m.

1. Cirrus, Ci, Federwolke. Vereinzelte, zarte, weißglänzende Wolken von meist faserigem Gewebe; nach der Form können unterschieden werden Schopf-, Flocken-, Feder-, Wogen-, Faden-, Kamm- und Schweif-Zirrus. Die Zirren sind oft in Streifen oder Banden angeordnet, die einen Teil des Himmels in Bogen größter Kreise durchsetzen und gegen zwei Punkte des Horizontes zusammenlaufen (Polarbanden). Indes ist dieses Zusammenneigen gegen den Horizont nur scheinbar; auch die Bäume zu beiden Seiten einer Landstraße oder die Schienen der Eisenbahn scheinen in der Ferne einander näher zu rücken.

2. Cirro-Stratus, Ci-S. Ein feiner, weißlicher Schleier, der sich bald vollständig ausbreitet und dem ganzen Himmel ein weißliches Aussehen gibt, bald mehr oder weniger deutlich die Struktur eines verworrenen Filzes von Fäden zeigt. In diesen Wolken zeigen sich Ringe um Sonne und Mond.

b) Mittelhohe Wolken zwischen 3000—7000 m.

3. Cirro-Cumulus, Ci-Cu, Schäfchen- oder Lämmerwolke. Kleine zusammengeballte oder flockenförmige Massen, ohne

Abb. 8. Alto-Kumulus. Aufnahme des Meteorologischen Observatoriums Potsdam.

oder mit nur sehr schwachen Schatten, angeordnet in Gruppen oder Reihen.

4. Alto-Cumulus, A-Cu (Abb. 8). Dickere Ballen, weiß oder blaßgrau, mit schattigen Bestandteilen, in Gruppen oder Reihen geordnet, und oft so zusammengedrängt, daß ihre Ränder sich gegenseitig berühren.

5. Alto-Stratus, A-S. Dichter Schleier von grauer oder bläulichgrauer Farbe, der in der Nähe der Sonne und des Mondes stärker leuchtet. In ihm bilden sich keine Ringe, sondern nur kleine Kränze oder Lichtflecke um das Gestirn.

c) Untere Wolken, mittlere Höhe 1500—2000 m.

6. Strato-Cumulus, S-Cu (Abb. 10). Ballen oder Wolkenwülste von meist hellgrauer Färbung, die häufig den ganzen Himmel bedecken, namentlich im Winter, und ihm zuweilen ein wogenförmiges Aussehen verleihen. Die Mächtigkeit einer Strato-Kumulusschicht ist im allgemeinen nicht sehr beträchtlich, so daß häufig das Blau des Himmels durchbricht.

7. Nimbus, Nb, Regenwolke. Eine dicke Schicht dunkler formloser Wolken mit zerfetzten Rändern, aus der im allgemeinen andauernd Regen oder Schnee fällt. In den Lücken, die diese Wolken zeigen können, bemerkt man fast immer eine Schicht höherer Wolken. Wenn die Nimbusschicht in kleine Fetzen zerreißt, oder wenn man unter einem breiten Nimbus sehr niedrige kleine, lose Wolken dahineilen sieht, so kann man diese als Fracto-Nimbus (Fr-Nb) näher kennzeichnen.

d) Gehobene Nebel, mittlere Höhe 1000 m.

8. Stratus, S, Schichtwolke. Gleichförmige, wagerecht geschichtete Wolkenmassen. Wenn sie durch den Wind oder Berggipfel in unregelmäßige Fetzen zerrissen werden, so kann man diese als Fracto-Stratus (Fr-S) bezeichnen.

e) Wolken aus den am Tage aufsteigenden Luftströmen.

9. Cumulus, Cu, Haufenwolke (Abb. 9). Dicke, zuweilen sehr mächtige Wolken, deren Gipfel die Form einer Kuppel hat

Abb. 9. Kumulus. Aufnahme des Meteorologischen Observatoriums Potsdam.

und mit Ansätzen umsäumt ist, während die Grundfläche wagerecht liegt. Wenn die Wolke der Sonne gegenüber sich befindet, so leuchten die Flächen, welche sich dem Beobachter senkrecht darbieten, heller als der Rand mit den seitlichen Umsäumungen; wenn die Beleuchtung von der Seite kommt, so sind diese Wolken von tiefen Schatten durchzogen; befinden sie sich dagegen auf der Seite der Sonne, so erscheinen sie dunkel mit heller Umrandung. Häufig wird der oben und unten scharf begrenzte Kumulus durch heftige Winde zerrissen, und die einzelnen Teile bieten dann unterbrochene Veränderungen dar: Fracto-Cumulus (Fr-Cu).

10. Cumulo-Nimbus, Cu-Nb, Gewitterwolke. Gewaltige Wolkenmassen, die sich in Form von Bergen, Türmen oder Ambossen erheben, im allgemeinen oben begleitet von einem Schleier oder Schirm von Zirro-Stratuswolken, während sie nach unten in nimbusartige Wolkenmassen übergehen. Die Front ausgedehnter Gewitterwolken bietet sich zuweilen in der Form eines großen Bogens dar, der sich über einen Teil des gleichmäßig helleren Himmels ausbreitet. Beim Abziehen der Gewitterwolken zeigt sich die untere Fläche nicht selten mit traubigen oder sackartigen herabhängenden Gebilden bedeckt; man nennt diese besondere Form Mammato-Cumulus.

Höhe und Geschwindigkeit der Wolken. Vom Frühjahr 1896 bis Sommer 1897 hat man an einer Anzahl von Observatorien, so auch in Potsdam, Höhe und Geschwindigkeit der Wolken nach einheitlichen Methoden bestimmt. Als mittlere Höhe über Norddeutschland darf man folgende Zahlen annehmen (km):

Ci	Ci-S	Ci-Cu	A-S	A-Cu	S-Cu	Nb	Cu	Cu-Nb	S
9,0	7,5	5,5	3,0	3,0	1,7	1,7	1,4	2,1	0,6

Im allgemeinen ist die Höhe im Sommer etwas größer als im Winter. Wenn auch Wolken in allen Höhen sich bilden können, so werden doch gewisse Höhenlagen bevorzugt, und zwar folgen sich die Zonen größter Häufigkeit in Abständen von etwa 2000 m

(Wolkenetagen). Am häufigsten sind Wolken zwischen 1 und 2 km, also in der Region der Kumulus- und Regenwolken, und dann wieder zwischen 8 und 10 km im Reiche der Zirren, am seltensten in etwa 5 km Höhe. Es ist sehr bemerkenswert, daß die Zirren 1—2 km unterhalb des Beginns der Stratosphäre liegen; diese mächtige Luftschicht ist frei von Wolken.

Je höher die Wolken sind, desto größer ist auch ihre Geschwindigkeit; in Potsdam fand man für Höhenstufen von je 2 km folgende Werte:

0—2,	2—4,	4—6,	6—8,	8—10 km
9,3	10,3	16,9	20,8	25,4 mps

Geschwindigkeitsmessungen an Wolken sind von hoher Wichtigkeit, weil sie die beste Auskunft geben über die Luftströmungen in größeren Höhen; es seien daher noch für einzelne Wolkenformen die Zahlen hierhergesetzt:

	Winter	Sommer	größte
Ci	27,5	21,9	59 mps
Ci-Cu	24,3	12,7	47 „
A-Cu	16,5	9,8	35 „
Nb	13,0	10,8	25 „
Cu (Grundfläche)	13,5	5,8	21 „

Es ist also die Geschwindigkeit im Winter durchweg größer als im Sommer; die größten, die man im internationalen „Wolkenjahr" gemessen hat, überstiegen mehrfach 100 mps.

Was endlich die vertikale Mächtigkeit der Wolken angeht, so liefern darüber vor allem Ballon- und Drachenaufstiege Aufschluß. Am 11. Mai 1894 durchfuhren Berliner Luftfahrer eine Wolke, die von 1750 m sich bis zu 7750 m erstreckte, also 6 km mächtig war. Messungen in Potsdam ferner ergaben als mittlere Dicke der Kumuluswolken 670 m, der aus ihnen entstehenden Gewitterwolken aber 1900 m; doch sind in einzelnen Fällen solche von 5 km Mächtigkeit beobachtet worden.

Luftwogen und Wogenwolken. Wir wollen uns nun Rechen-

schaft geben über die Entstehung wenigstens einiger Wolkenformen. Tritt in der Grenzfläche zweier Luftschichten von verschiedener Temperatur — wenn eine wärmere über einer kälteren ruht — Mischung ein, so entstehen dünne Wolkenlager von weiter horizontaler Ausdehnung, die Stratuswolken. Meist sind aber solche Luftschichten mit verschiedener Geschwindigkeit und Richtung begabt; dann sind, wie zuerst von Helmholtz auseinandergesetzt hat, dieselben Bedingungen gegeben, wie wenn der Wind über eine Wasserfläche oder ein Ährenfeld weht. Wie auf dem Wasser Wellen sich bilden, entstehen auch Wellen an der Oberfläche der unteren kälteren Schicht senkrecht zur Richtung des Windes. Diese Luftwogen bleiben uns meist unsichtbar; wir sehen sie nur dann, wenn die untere Schicht so viel Wasserdampf enthält, daß in den Wellenbergen beim Aufsteigen der Luftmassen infolge der Abkühlung Kondensation erfolgt. Es erscheinen Wolken in Form paralleler Wülste und Streifen von sehr verschiedener Breite, die sich oft über einen größeren Teil des Himmels erstrecken; wegen ihres wogenförmigen Aussehens werden sie Wogenwolken (Abb. 10) genannt. Sie entstehen manchmal augenblicklich am vorher klaren Himmel, wie ja auch oft ein plötzlich einfallender Wind eine ruhige Wasserfläche mit Tausenden von Wellen überzieht. Wird ein solches Wellensystem von einem andern gekreuzt, so zerfallen die Wolkenstreifen in rautenförmige oder abgerundete Teile: es sind die sog. Lämmerwolken entstanden. Wir nennen sie mit von Bezold Alto-Kumuli, wenn dunkle Schatten vorhanden sind; sind aber die Wolken zart und glänzend weiß, was namentlich bei Mondschein einen schönen Anblick gewährt, — „Silberwölklein" sagt Lenau im Postillon — so heißen sie Zirro-Kumuli. Erstere bestehen wohl meist aus Wassertröpfchen, letztere aus Eisnädelchen. Zwischen 3 und 6 km Höhe bilden sich Wogenwolken am häufigsten; indes sind sie auch der Region der Zirren nicht selten. Am Potsdamer Observatorium hat man die Wellenlänge d. h. den Abstand zweier Wellenberge für eine große Anzahl von Wogenwolken gemessen

Abb. 10. Strato-Kumulus, Wogenwolken Aufnahme des Meteorologiſchen Obſervatoriums Potsdam.

und im Durchschnitt 450 m gefunden; sie ist also viel größer als die der Wasserwellen. Wogenwolken zeigen sich meist bei fallendem Barometer und können, da sie das Hereinbrechen einer wärmeren Luftströmung in der Höhe anzeigen, mit einiger Sicherheit als Vorboten von Regenwetter angesehen werden; eine solche Meinung ist denn auch weit verbreitet.

Auf Ballonfahrten hat man häufig Luftwogen beobachtet. Der Ballon befindet sich dann, so schreibt Linke in seiner aeronautischen Meteorologie, abwechselnd auf dem Rücken einer Wolkenwelle, von dem man nach beiden Seiten in tiefe Wolkentäler hinabsieht. Nach wenigen Minuten beginnt der Ballon wieder zu fallen. Unten im Wolkental angekommen, kann man bemerken, daß sich meist infolge des abwärts gerichteten Luftstromes die Wolken unter dem Beobachter vorübergehend auflösen, so daß man einen Blick nach der Erde tun kann. Dann aber steigt der Ballon wieder hinauf in seine frühere Höhe, und so geht es weiter unaufhörlich, geräusch- und gefahrlos, auf und ab, immer über den Wolken schwebend.

Die Wogenbildung läßt sich durch folgenden von Geitel angegebenen Versuch zeigen. Auf den Boden einer Holzkiste von 1 m Länge und je 15 cm Breite und Höhe stellt man 3 Porzellanschälchen mit Schwefelsäure, konzentriertem Salmiakgeist und rauchender Salzsäure. Wirft man in die Schwefelsäure einige Gramm Natriumbikarbonat, so erfüllt das sich entwickelnde Kohlendioxyd mit Salmiakstaub beladen bald die Kiste in Form einer grauen Nebelmasse. Bläst man nun über die Oberfläche aus einer Röhre von 3—4 mm Öffnung einen leichten Luftstrom, so zeigen sich bei richtiger Wahl der Geschwindigkeit die Wellenzüge sehr schön.

Wolken des aufsteigenden Luftstromes. Ganz anderen Vorgängen verdanken die glänzend weißen Haufenwolken und die drohend schwarzen Gewitterwolken des Sommers ihr Dasein. Wir haben schon mehrfach erwähnt, daß aufsteigende Luftmassen sich abkühlen, und wir erkennen jetzt weiter, daß schließlich in bestimmter Höhe die Luft mit Wasserdampf gesättigt sein wird; schreitet die Ab-

kühlung fort, so findet Kondensation statt, es bildet sich eine Wolke, der Kumulus. Durch die Kondensation wird Wärme frei, und dadurch erhält die emporquellende Luft neuen Auftrieb in größere Höhen; strömt von unten reichlich Luft nach, so treten gewaltige Wolkenmassen von oft mehreren Kilometern Mächtigkeit in die Erscheinung. Sie sind der Schauplatz lebhafter, ja stürmischer innerer Bewegungen, eines fortwährenden Entstehens und Auflösens von ballenförmig abgerundeten oder aufgeblähten Wolkenkuppen. Der Aufwärtsbewegung wird oft durch eine scharf begrenzte horizontale Schicht ein Ziel gesetzt; dann breiten sie sich zum Teil seitlich aus in Form feiner glänzender Zirrusfasern und -Schichten, Gewitterzirren genannt. Gelingt es den angesammelten Wolkenmassen, in die über ihnen liegende wärmere Schicht durchzubrechen, dann erfolgt der Auftrieb mit erneuter Kraft, und die Wolken schießen in bedeutende Höhen empor; der Kumulus wird zur Gewitterwolke.

Wir können nunmehr den beiden Vorgängen, die zur Kondensation führen, einen dritten hinzufügen: Abkühlung der Luft durch Ausdehnen, d. h. beim Emporsteigen. Auch dafür sei ein einfacher Versuch angegeben. In einen größeren Glasballon bringt man etwas Wasser und durch Zigarrenrauch oder Abbrennen eines Stückchens Schwefel Staubteilchen. Man schließt den Ballon mit einem Stöpsel, durch den ein Rohr mit Glashahn geht und preßt durch das Rohr mit dem Munde Luft ein. Schließt man den Hahn, so enthält der Ballon zusammengepreßte feuchte Luft. Läßt man nach einigen Minuten durch rasches Öffnen des Hahns die Luft ausströmen, so dehnt sie sich aus, kühlt sich ab, und der Ballon füllt sich mit weißem Nebel. Die Nebelbildung bleibt aus, wenn man das Hineinbringen von Staub unterläßt und noch durch Schütteln des Wassers die Luft von Staub befreit. Es geht also daraus hervor, daß zur Kondensation Ansatzkerne (vgl. S. 44) notwendig sind.

Man hat manchmal Gelegenheit, pilzförmige Kumuluswolken

zu beobachten; in seltenen Fällen erhebt sich noch aus dem Hut eine glockenförmige Kuppe (Abb. 11). Zeichnungen sowie Beschreibungen über Gestalt und Veränderungen dieser Wolkengebilde sind von Wert. K. Mack schildert die abgebildeten Formen also: Am Nachmittag des 17. August 1898 nahm ich bei schönem heißem Wetter von einem Bodenseedampfer aus in der Nähe von Immenstaad am nordwestlichen Himmel zunächst einen sehr regelmäßig geformten großen Wolkenpilz wahr, dessen Hut an den Seiten bei Beginn der Beobachtnng rundlich begrenzt war, während der zylindrische Stiel eine deutliche Kannelierung zeigte (Abb. 11a).

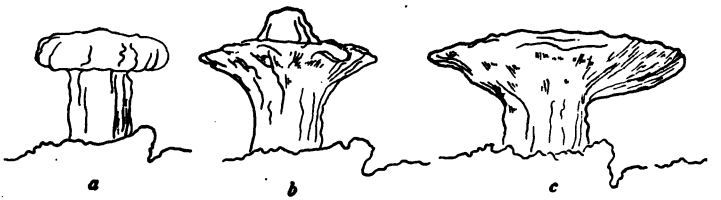

Abb. 11. Pilzförmige Kumuli, beobachtet von K. Mack am Bodensee am 17. August 1898.

Nach 5 Minuten hatte sich der Anblick wesentlich verändert; aus der zentralen Partie des Hutes war eine aus weißer leuchtender Kumulussubstanz bestehende regelmäßige glockenförmige Kuppe hervorgebrochen (Abb. 11b), während der obere Teil des Pilzstieles sich etwas verbreitert hatte. Der Pilzhut hatte gleichzeitig eine leichte keilförmige Zuspitzung erhalten. Nach Verlauf von weiteren 20 Minuten, während welcher mir das Gebilde durch die Uferbeschaffenheit meistens verdeckt war, fertigte ich eine dritte Skizze an (Abb. 11c); die Kuppe war jetzt wieder verschwunden, und der Pilzhut hatte sich bedeutend seitlich ausgebreitet und nach oben und unten verdickt. Zu bemerken ist noch, daß das ganze Gebilde sich aus einer nahe dem Horizont befindlichen dunstigen Wolkenbank erhob, in welcher halbverschleierte Kumuluswolken andeutungsweise sichtbar waren; bei der dritten Beobachtung war

der zylindrische Stiel grau gefärbt infolge der Beschattung durch den weit vorstehenden Pilzhut.

Wir wollen nun die Aufmerksamkeit noch auf eine andere eigenartige Wolkenbildung lenken. Wenn Kumuli rasch aufstreben und ihr oberer Umriß auf dem blauen Himmelsgrunde sich gut abhebt, so bilden sich über den Wolkenköpfen ganz plötzlich in einem geringen Abstande zarte blendend weiße Wolkenschleier. Während der Wolkenkopf sich dem Schleier von unten nähert, hebt sich letzterer etwas und nimmt allmählich eine regelmäßige, kreisförmige oder parabolische Krümmung an. Schließlich erreicht der Kumulus den Schleier, durchwächst ihn, so daß nur noch die Enden des Schleiers zu beiden Seiten des Kumulus hervorragen. Die Bildung dieser Kumuluskappen sowie der beschriebene Vorgang dauern nur wenige Minuten, und es gilt daher unverdrossen nach diesen stillen Vorgängen im Reich der Wolken Umschau zu halten.

Der Kumulus hat eine ebene Grundfläche; sie bezeichnet die Höhe, in der der aufsteigende Luftstrom den Taupunkt erreicht hat. Je trockener die Luft ist, desto höher liegt die Grundfläche, und man beobachtet denn auch, daß ihre Höhe im Laufe des Tages ansteigt, nach Messungen in Potsdam um rund 1000 m. Des Abends sinken diese Wolken in wärmere Luftschichten und lösen sich auf. Die Gipfel der Kumuli heben sich aber um etwa 1400 m, infolgedessen wächst auch die Dicke der Wolke.

Auch die Regenwolke ist ein Produkt aufsteigender Luftmassen, nur erfolgt das Aufsteigen über größeren Flächen im Innern der barometrischen Minima. Sie hat eine unregelmäßige, fransige Begrenzung, wie im Gebirge deutlich wird, wo sich die Begrenzung von ihrem Hintergrunde abhebt.

Wolkenbeobachtungen. Wir beobachten die Form der Wolken nach den früher mitgeteilten Beschreibungen nebst der Richtung, aus der sie kommen. Hierzu dient der Wolkenspiegel (Abb. 12). Auf einer kreisrunden Spiegelplatte verlaufen vom Mittelpunkte aus vier Durchmesser unter Winkeln von 45°, an deren End-

punkten die Bezeichnungen der acht Himmelsrichtungen stehen. Man legt den Wolkenspiegel wagerecht, so daß N nach Norden weist, und verfolgt bei ruhiger Haltung des Kopfes die Bewegung des Wolkenbildes vom Mittelpunkt aus. Bewegt es sich nach S, so notiert man Wolkenzug aus N; wir beobachten gleichzeitig die Richtung des Windes an der Erde. Braucht nun ein Wolkenteilchen, um die Strecke s zwischen den beiden Kreisen zu durcheilen, t Sekunden, und ist die Höhe des Auges des Beobachters senkrecht über dem Wolkenspiegel h, so beträgt die Geschwindigkeit der Wolke $s \cdot H/h \cdot t$, wenn noch H die Höhe der Wolke bedeutet; dafür sind die auf S. 56 angegebenen mittleren Zahlen einzusetzen. Wir schätzen ferner ab, wieviel Zehntel des Himmelsgewölbes mit Wolken bedeckt sind, wozu wir uns diese nebeneinander geschoben denken. Es bezeichnet 0 wolkenlosen Himmel, 1 vereinzelte Wolken, 5 halb bedeckt, 10 vollständig bewölkt; 9 schreibt man auch dann, wenn einige Wolkenlücken vorhanden sind. Eine richtige Schätzung der Bewölkung verlangt einige Übung; man verfällt leicht in systematische Fehler. Im Sommer z. B. sieht man an Tagen mit reicher Kumulusbildung in 10° über dem Horizont keine Stelle blauen Himmels mehr, während solche in der Nähe des Zenits reichlich vorhanden sind; es scheint so, als ob die Bewölkung nach dem Horizont zunehme. Es ist das indes nur die Wirkung der Perspektive; man vergleiche Polarbanden Seite 52. Herrscht dichter Nebel, so hat man Bewölkung 10; ist der Nebel aber nicht sehr dicht, so schwankt man nicht selten zwischen der Notierung 10 und 0. Auch in der Dunkelheit ist die Schätzung der Bewölkung oft schwierig, zumal wenn Wolken

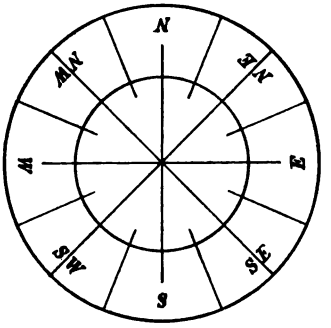

Abb. 12. Wolkenspiegel.

zerstreut den Himmel überziehen und die Sterne matt hindurchleuchten.

Wir finden, daß die Zugrichtung wenigstens der unteren und mittelhohen Wolken meist nach rechts, also im Sinne der Drehung des Uhrzeigers von der Richtung des Unterwindes abweicht; wir werden ferner feststellen können, daß Wolken aus westlicher Richtung viel häufiger sind als die aus östlicher, und zwar überwiegt der Zug aus W um so mehr, je höher die Wolke schwebt.

Aus dreimal täglich ausgeführten Schätzungen der Bewölkung berechnen wir die Tages- und Monatsmittel; aus den Beobachtungen 10, 5 und 2 folgt das Tagesmittel $(10 + 5 + 2) : 3 = 5{,}7$. Tage mit einem Mittel unter 2,0 heißen *heitere*, über 8,0 *trübe*; Tage, an denen gar keine Wolken sich zeigen, sind seltener, als man erwarten sollte. Vgl. Zahlentafel 7.

Die Bewölkung hat eine *tägliche* Periode; sie ist bei uns im Sommer am besten ausgeprägt. Vormittags nimmt die Bewölkung zu, ist einige Zeit nach Mittag am größten, um dann wieder geringer zu werden; im allgemeinen ist es in der Nacht weniger bewölkt als am Tage. Das nachmittägige Maximum ist der aufsteigenden Luftbewegung zuzuschreiben, die zur Bildung der Kumuli führt. Bei ruhigem Wetter zeigen sich etwa um 10 Uhr die ersten Kumuli; ihre Menge wächst dann rasch, um 5 Uhr sind sie schon wieder in Auflösung begriffen. Im Winter tritt im Laufe des Tages oft Aufheiterung ein, namentlich wenn morgens Nebel herrscht oder Stratuswolken den Himmel bedecken.

Die Bewölkung hat auch eine *jährliche* Periode; sie ist im Winter größer als im Sommer. In der kalten Jahreszeit sind Regen- und Schichtwolken am häufigsten; letztere überziehen in einförmigem Grau oft tagelang den Himmel und schweben dabei so niedrig, daß die Berggipfel aus ihnen hervorragen und sich hellen Sonnenscheins erfreuen. Im Gebirge sind daher heitere Tage während des Winters häufiger als in der Niederung, und das sonnige Wetter trägt nicht wenig zu den Freuden des Schnee-

sportes bei. Berlin hat jährlich etwa 40 heitere und 140 trübe Tage, die Schneekoppe 60 bzw. 190.

Wie verschieden die Bewölkungsverhältnisse in Europa sind, lehren die folgenden Mittelwerte:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Farör	8,5	8,2	8,3	8,5	8,4
Helgoland	8,3	7,0	7,3	8,2	7,7
Nürnberg	7,4	6,0	5,6	6,5	6,4
Ungarische Tiefebene	6,4	5,3	4,1	5,3	5,3
Rom	5,3	5,6	2,9	4,8	4,6
Malta	5,2	4,3	1,4	3,9	3,7

Welcher Gegensatz zwischen dem nordatlantischen Ozean und dem Mittelmeer! Das Nordmeer gehört zu den trübsten Teilen der Welt, die Mittelmeerländer zu den heitersten, ja im Sommer haben sie stellenweise sogar ganz wolkenlosen Himmel.

Betrachtet man die einzelnen Bewölkungsziffern der Beobachtungstermine, so findet man, daß die äußersten Werte am häufigsten, die mittleren am seltensten sind; nur im Sommer treten diese stärker hervor. Damit steht im Einklang, daß im Winter trübe und heitere Tage weitaus vorherrschend sind, im Sommer dagegen wolkige, während ganz bedeckte nur selten vorkommen. Will man die Bewölkungsziffern in dieser Hinsicht zu Berechnungen benutzen, so empfiehlt es sich, drei Gruppen zu bilden, nämlich 0 und 1, ferner 2 bis 8, sowie 9 und 10; man pflegt vor allem die prozentische Häufigkeit dieser Gruppen zu ermitteln.

Die Niederschläge.

Regen. Fließen die Wasserteilchen der Wolken zusammen, so bilden sich größere Tropfen, die infolge ihres Gewichtes zur Erde herabfallen; es regnet. Welche Ursachen es sind, die in einem Falle das Zusammenfließen begünstigen, in einem anderen Falle es verzögern — oft sieht ja der Himmel tagelang regendrohend aus, bis es endlich regnet —, das wissen wir noch nicht. Damit

ein Wassertropfen als Regen die Wolke verlassen kann, muß sein Radius mindestens 50 μ betragen. Dieses Ergebnis der Theorie wird auch durch die Beobachtungen bestätigt; denn die zahlreichen Messungen der Größe der Wolkenelemente ergaben stets kleinere Werte.

Läßt man einen Wassertropfen auf Fließ- oder Filtrierpapier fallen, so breitet sich der Tropfen kreisförmig aus, und zwar nehmen gleichgroße Flüssigkeitsmengen auch gleichgroße Ausbreitungsflächen ein. Wir setzen nun Fließpapier von 100—200 qcm Fläche einige Sekunden bis 2 Minuten dem Regen aus. Sind die Tropfen aufgesaugt, so wird das Papier mit Pulver eines wasserlöslichen Farbstoffes, am besten Eosin, bestaubt und dann das überschüssige Pulver abgeklopft. Man erhält so Bilder der Tropfen, deren Durchmesser mit Zirkelspitzen gemessen wird. Wir stellen fest, daß die Tropfen während eines Regenfalles eine sehr verschiedene Größe haben. Genauere Messungen und Berechnungen, wobei auch die Beschaffenheit des Papiers zu berücksichtigen ist, haben nun ergeben, daß selbst bei heftigem Regen Tropfen von weniger als 3 mm Durchmesser durchaus vorherrschen; Tropfen von 4—5 mm Durchmesser sind schon selten, während solche von über 7,5 mm überhaupt nicht möglich sind, da sie, wie Versuche zeigten, beim Falle zerreißen. Das Gewicht der größten Tropfen von 7 mm beträgt rund 200 mg.

Nach den Untersuchungen von Defant weisen alle Regen gewisse Tropfengrößen in besonders großer Zahl auf, und zwar verhalten sich die Gewichte der am häufigsten vorkommenden Tropfen wie 1 : 2 : 4 : 8 : 16. Dieses Verteilungsgesetz gilt ebenso für die ruhigen kleintropfigen Rieselregen wie für die großtropfigen heftigen Gewitterregen. Das Gewicht der größeren Tropfen ist demnach ein Vielfaches der kleineren, und daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß die Bildung von Regentropfen auf einem Zusammenfließen kleinerer beruht und daß mit Vorliebe ein Zusammenfließen gleich großer Tropfen stattfindet.

Der Regen hat meist eine niedrigere Temperatur als die Luft; warme Regen sind selten. Das Regenwasser ist stets durch Kohle- und Staubkörnchen verunreinigt, die aus der Luft herausgewaschen werden; nach einem Regenfall ist daher die Luft meist klarer und durchsichtiger als vorher. Zur Blütezeit der Nadelhölzer führt der Regen oft massenhaft Blütenstaub mit sich, so daß Wasserlachen mit einer gelben Schicht überzogen sind; das Volk nennt diese Erscheinung Schwefelregen. Zuweilen enthält der Regen auch äußerst feinkörnigen Staub von schmutziggelber, bräunlicher oder rötlicher Farbe (sog. Blutregen in Süditalien); auch der Schnee zeigt manchmal eine ähnliche Färbung. Ein solcher Staubregenfall von ungewöhnlicher Stärke ging am 10. und 11. März 1901 über Mittel- und Südeuropa nieder. Im nordafrikanischen Wüstengebiet wurde der Staub aufgewirbelt und durch die obere Luftströmung in meridionaler Richtung bis zu den süddänischen Inseln, d. i. 2800 km von der Ursprungsstätte, mit einer Geschwindigkeit von 70 km in der Stunde oder rund 20 mps verfrachtet. Die Staubteilchen hatten in Norddeutschland eine Größe von 4—9 μ; auf dem europäischen Boden fielen schätzungsweise insgesamt 1,8 Millionen Tonnen (1 Tonne = 1000 kg), davon zwei Drittel südlich der Alpen.

Fällt Regen aus einer über 0° erwärmten Luftschicht durch eine kalte mit einer Temperatur unter 0°, so ist zweierlei möglich: entweder gefrieren die Tropfen und es fallen kleine glashelle Eiskörner, oder sie bleiben trotz der Abkühlung flüssig; wir haben dann *überkaltete Regentropfen*, wozu aber erforderlich ist, daß die kalte Luftschicht ruhig oder nur schwach bewegt ist. Beim Aufschlagen auf den Boden erstarren sie sofort zu Eis und überziehen auch die oberen Flächen aller Gegenstände im Freien mit einer kristallklaren Eisschicht. Am auffallendsten ist die Erscheinung, wenn der Boden selbst nicht gefroren ist, wie das bei dem Eisregen am 20. Oktober 1898 über Ost- und Mitteldeutschland der Fall war. Das Eis schmiegte sich so innig den abge-

dürrten Blättern der Bäume an, daß nach Loslösung der Verlauf der Adern und Rippen in aller Deutlichkeit zu erkennen war. Am Potsdamer Observatorium wurden einige Messungen vorgenommen, die von der Stärke der Eisbildung eine Vorstellung geben. Ein beblätterter Eichenzweig wog 54 g mit und 14,5 g ohne Eis, ein Weigeliazweig mit Blättern 65 bzw. 8 g und ein Grashalm trug an Eis das 800fache seines Eigengewichtes. Im Kreise Waldenburg (Schlesien) waren Telegraphendrähte zu 6 cm dicken Eiszylindern geworden, so daß sie für das laufende Meter ein Gewicht von 2,6 kg hatten. Eisregen richten durch Astbruch ebensosehr Schaden an wie der Rauhreif; indes ist die Erscheinung nicht sehr häufig.

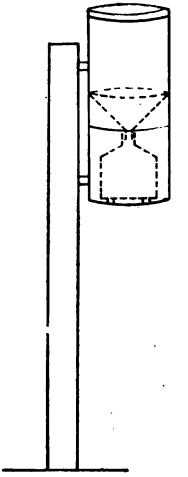

Abb. 13. Hellmannscher Regenmesser.

Eine glatte Eisschicht über dem Boden kann auch dann entstehen, wenn nach einer Frostperiode warme, feuchte Winde wehen und sich deren Wasserdampf am Boden kondensiert oder wenn warme Tropfen auf den gefrorenen Boden fallen und erstarren. Man faßt alle diese Eisbildungen unter der Bezeichnung Glatteis zusammen.

Instrumente, die zur Messung des Regens dienen, heißen Regenmesser. In Deutschland hat die weiteste Verbreitung der Regenmesser von Hellmann (Abb. 13) gefunden. Er besteht aus zwei Teilen, dem oberen Auffangegefäß, dessen Öffnung von einem scharfkantig abgedrehten Messingring von 160 mm Durchmesser umgrenzt wird und das nach unten in einen Trichter ausläuft, und dem unteren Behälter für die Sammelflasche, in die der Regen durch den Trichter fließt. Mittels zweier Ösen wird das Instrument an der zugehörigen Klammer an einem im Boden gut eingesetzten Pfahl so eingehakt, daß die Auffangfläche genau wagerecht in einem Meter Höhe über dem Boden liegt. Zur Messung des gefallenen Regens hakt man den oberen Teil ab,

nimmt aus dem unteren die Sammelflasche heraus und gießt den Inhalt in das Meßglas. Man bestimmt nun die Menge des Niederschlages in der Art, daß man die Höhe in Millimetern angibt, in der das Wasser den Boden bedecken würde, wenn es nicht abflösse, einsickerte oder verdunstete. Daraus ergibt sich die Einteilung am Meßglase in folgender Weise. Die Auffangfläche unseres Regenmessers von dem Durchmesser 160 mm hat die Größe $r^2\pi = 80^2\pi = 20106$ qmm; 1 mm Regenhöhe gibt daher rund 20100 cmm = 20,1 ccm. Man gießt also, da 1 ccm 1 g wiegt, 20,1 g in ein zylindrisches Glas von etwa 6 cm Weite und bezeichnet die Höhe des Wasserspiegels durch einen Strich; er gibt also die Regenhöhe von 1 mm an. Die Teilung setzt man nach oben fort, und man kann nun leicht auch noch Striche für die Zehntelmillimeter anbringen.

Große Sorgfalt verlangt die Wahl des Platzes zur Aufstellung des Instrumentes. Es muß von Bäumen und Häusern mindestens so weit entfernt sein, wie diese hoch sind. Andererseits soll es aber auch etwas gegen den Wind geschützt sein, so daß eine Aufstellung auf freiem Felde nicht zweckdienlich ist. Mitten im Häusermeer der Großstadt ist es oft schwierig, einen geeigneten Platz für den Regenmesser zu finden. Man ist daher schon früh auf den Gedanken verfallen, den Regenmesser auf flachen Dächern aufzustellen. Indes wird dann die aufgefangene Menge zu klein, weil der Wind durch das Gebäude nach oben abgelenkt wird und den Regen über den Regenmesser hinwegtreibt. Versuche zeigten denn auch, daß bei Windstille Regenmesser auf Plattformen von Türmen und am Boden gleichviel Regen sammelten. Mit großen Schwierigkeiten hat die Messung des Niederschlages auf Berggipfeln wegen der dort so häufigen stürmischen Winde zu kämpfen. Beobachtungen auf dem Brocken haben ergeben, daß bei Regen ein dem Winde ausgesetzter Regenmesser bei schwacher Luftbewegung etwa die gleiche Menge erhält wie ein windgeschützter, bei Sturm aber nur mehr die Hälfte; bei Schneefall indes fängt der

im Winde stehende Apparat unter denselben Windverhältnissen nur drei Viertel bzw. weniger als ein Viertel der im Windschutz gemessenen Menge auf.

Regen ist unsere häufigste Niederschlagsform; wir wollen daher noch erörtern, durch welchen der beiden Vorgänge — Mischung oder Abkühlung beim Aufsteigen — ergiebige Regenfälle entstehen. Denken wir uns 1 cbm Luft von 20° mit 1 cbm Luft von 0° gemischt, so enthält, wenn die Luftmengen gesättigt waren, 1 cbm der Mischung $(17{,}2 + 4{,}9) : 2 = 11$ g. Da aber 1 cbm von 10°, der Temperatur der Mischung, mit 9,4 g gesättigt ist, so müssen 1,6 g als Wasser herausfallen. Ganz richtig ist indes die Rechnung nicht; denn mit Beginn der Kondensation wird Wärme frei, wodurch die Mischungstemperatur sich etwas erhöht, in unserem Fall auf 11,5°, und infolgedessen ist auch die ausgeschiedene Wassermenge kleiner, nur 1 g. Es mögen sich nun in einer 500 m mächtigen dampfgesättigten Schicht je 250 cbm Luft von 20° und 0° mischen, so wird eine Wassermenge von 500 g kondensiert. Diese 500 g wollen wir über ein Quadratmeter gleichmäßig ausbreiten. Es sind aber

$$1000 \text{ g} = 1 \text{ l} = 1\,000000 \text{ cmm}$$

und

$$1 \text{ qm} = 1000000 \text{ qmm}$$

d. h. über ein Quadratmeter kann ein Liter Wasser so verteilt werden, daß über jedes Quadratmillimeter 1 cmm kommt, die Wasserhöhe ist also 1 mm. In unserm Beispiel erhalten wir also 0,5 mm. Diese Menge ist aber geringfügig; zudem werden die angenommenen Temperaturunterschiede in der Natur nur selten oder gar nicht vorkommen. Wir stellen also fest, daß durch Mischung wohl Wolken, aber keine nennenswerten Niederschläge entstehen können. Die Regentheorie des Engländers Hutton, der in der Mischung die Hauptquelle der Niederschläge erblickte, hat heute keine Anhänger mehr.

Stellen wir uns jetzt vor, 1 cbm gesättigter Luft von 20° steige

1000 m empor; die Abkühlung ist wegen der durch die Kondensation freiwerdenden Wärme geringer als die trockener Luft und beträgt 0,5° auf 100 m. In 1000 m Höhe ist also die Temperatur 15°, und es müssen 4,5 g Wasser ausgeschieden werden. Strömen jetzt noch 1000 cbm nach, so werden insgesamt 4500 g kondensiert, entsprechend 4,5 mm Wasserhöhe, und das in 33 Minuten, wenn die Luft mit der Geschwindigkeit von nur 0,5 m in der Sekunde emporsteigt. Das sind aber erhebliche Mengen in so kurzer Zeit, wenn wir bedenken, daß die mittlere Niederschlagsmenge an einem Regentag etwa 3—5 mm beträgt. Wir können somit das Ergebnis ableiten, daß die Niederschläge ihre Entstehung der Abkühlung aufsteigender Luftmassen verdanken; in herabsinkender Luft ist natürlich Niederschlag unmöglich.

Schnee. Bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt kondensiert sich der Wasserdampf in fester Form; es entstehen feinste Eisnadeln oder Eisstaub bei geringem, zierliche Schneesterne dagegen bei größerem Dampfgehalte der Luft. Sie vergrößern sich durch Aneinanderlagern und bilden so Schneeflocken. Diese können einen Durchmesser von mehreren Zentimetern haben; die Schneekristalle indes sind viel kleiner und von einer erstaunlichen Formenmannigfaltigkeit. Sie gehören dem hexagonalen System an; dieses besitzt drei gleichlange Achsen, die sich unter Winkeln von 60° schneiden, und eine auf deren Ebene senkrechte Hauptachse. Ist der Kristall nur in der Richtung der Hauptachse entwickelt, d. h. ist die Hauptachse sehr viel länger als die Nebenachsen, so ist die Gestalt säulen- oder nadelförmig; abgesehen von der Größe ist keine weitere Veränderlichkeit möglich. Man hat säulenförmige Prismen von 2 mm Länge gemessen, während die kleinsten 180 μ hatten. Dagegen zeigt die Entwicklung des Kristalls nach den Nebenachsen eine sehr große Fülle von Formen. Als Grenzformen sind anzusehen der Stern und das sechsseitige Plättchen. Der Stern entsteht durch Ausbildung des Kristalls einzig und allein in Richtung der Achsen (Abb. 14b),

bei dem Plättchen (Abb. 14a) erfolgt außerdem eine Ausfüllung des Raumes zwischen den Achsen, wobei der Rand des Sechsecks wieder Einschnitte und Einkerbungen zeigen kann. Mittelformen entstehen, wenn die Ausfüllung nur teilweise erfolgt: es kann in der Mitte das Plättchen ausgebildet sein — Plättchensterne (Abb. 14c) —, oder die einzelnen Strahlen können reichlich verästelt sein. Die Schneesterne haben nach Hellmann einen mittleren Durchmesser von 2,35 mm, die Plättchen nur 1,32 mm; im allgemeinen ist der Kristall um so größer, je näher die Tempera-

a b c

Abb. 14. Schneekristalle.

tur dem Gefrierpunkt liegt, weil dann ja auch die Dampfmenge, aus der er sich bildet, größer ist. Wir können also folgende Einteilung der Kristalle aufstellen:

1. säulen- oder nadelförmige Kristalle,
2. tafelförmige, und zwar a) reine Sterne, b) Plättchen und c) Plättchensterne,
3. Kombinationen von säulenförmigen Prismen und tafelförmigen Kristallen.

Es sei noch hervorgehoben, daß die Schneekristalle fast niemals genau geometrisch ausgebildet sind; so sind die reinen Plättchen sehr oft unregelmäßige Sechsecke.

Abbildungen von Schneekristallen hat zuerst 1555 der Erzbischof von Upsala Olaf Magnus hergestellt, indes waren sie wie die später angefertigten sehr unnatürlich. Erst als es gelang,

photographische Aufnahmen der Schneekristalle zu bekommen, konnten die wahren Formen erkannt werden; seit dem Jahre 1893 hat man auf diesem Gebiete denn auch große Fortschritte gemacht.

Schneefälle bei Temperaturen über Null sind häufiger als bei solchen unter Null. Die Untersuchungen von Kaßner für Berlin ergaben, daß von 567 Schneefällen in den Jahren 1896—1905

321 oder 57 Prozent auf Temperaturen über 0°
246 „ 43 „ „ „ unter 0°

kommen, wobei in der ersten Gruppe den Temperaturen 0—2° allein 40 Prozent angehören.

Für die Wasser- und Landwirtschaft und nicht zuletzt für den Wintersport sind Messungen der Höhe und des Wassergehaltes der Schneedecke von Bedeutung. Erstere läßt sich mit einem Zentimeterstab bestimmen, wobei ganze Zentimeter genügen. Zur Messung des Wassergehaltes bedient man sich eines Zinkblechzylinders von dem Querschnitt des Regenmessers; man steckt ihn in den Schnee bis auf den Boden, schiebt darunter eine Schaufel, kehrt das Ganze um und schmilzt nun den Schnee. Das Wasser wird in das Meßglas zum Regenwasser gegossen, und die abgelesene Zahl gibt an, wie hoch das Schmelzwasser über dem Boden stünde. Geben z. B. 5 cm Schnee 6,5 mm Wasserhöhe, so gibt 1 cm 1,3 mm; diese letztere Zahl heißt der spezifische Wasserwert des Schnees; er nimmt mit dem Alter der Schneedecke beträchtlich zu.

Jeder Landwirt weiß, daß Schnee die Wärme schlecht leitet, und er sieht es gerne, wenn Schnee die schlummernden Saaten seiner Felder bedeckt; Schnee verhindert nämlich das Eindringen des Frostes in den Boden und hält andererseits die Wärme des Bodens zurück. Daher erfrieren selbst in strengen Wintern im Freien die Bäume nicht, wohl indes oft in den Anlagen der großen Städte, wo eine Schneedecke aus Verkehrsrücksichten rasch weggeschafft werden muß. Es ist die eingeschlossene Luft, die dem Schnee diese

Eigenschaft verleiht; je länger aber der Schnee liegt, desto mehr wird er durch sein Gewicht zusammengedrückt und dabei Luft ausgetrieben, so daß die Wärmeleitungsfähigkeit wächst. Neuschnee kann bis zu 90 Prozent Luft enthalten. Geht man über frischen Schnee, so gewahrt man ein Knistern und Aufblitzen; es werfen nämlich die Kristallflächen wie Spiegel das auffallende Licht nach allen Seiten zurück. Bei Wanderungen über weite Schneeflächen macht sich diese Reflexion unangenehm bemerkbar. Schnee hat ferner ein großes Ausstrahlungsvermögen, wobei der Erkaltung die geringe Leitungsfähigkeit sehr zustatten kommt. Tritt daher des Abends nach Schneefall Aufheiterung ein, so ist oft ein unerwartet starkes Sinken der Temperatur die Folge. Die Oberfläche einer Schneedecke ist im allgemeinen kälter als die Luft, und zwar ist der Unterschied um so größer, je geringer die Bewölkung ist; es schlägt sich daher oft der Wasserdampf der Luft auf ihr nieder.

Graupeln. Seltenere Niederschlagsformen als Regen und Schnee sind Graupeln und Hagel. Graupeln sind kugelige, erbsengroße Gebilde, sozusagen Schneebälle im kleinen. Sie bestehen aus zahllosen Schneekristallen, die durch ein eisiges Bindemittel, nämlich erstarrte überkaltete Wassertröpfchen, zusammengeschweißt sind. Sie fallen meist im Winter und Frühling bei nordwestlichen böigen Winden und rasch wechselnder Bewölkung (Aprilwetter). Viel häufiger sind Graupelfälle im Gebirge, und wie die Beobachtungen auf der Zugspitze und dem Sonnblick lehren, treten sie dort fast stets in Begleitung von Gewittern auf.

Hagel. Von den Graupeln ist der Hagel wohl zu unterscheiden. Es gibt Hagelkörner, die spitz zulaufen, d. h. pyramiden- oder kegelförmig sind, wobei die Grundfläche eben oder auch gewölbt sein kann, und es gibt solche, die mehr oder weniger kugelig sind. Diese haben zuweilen an zwei gegenüberliegenden Stellen Vertiefungen, so daß sie die Gestalt von Pfirsichen bekommen. Seltener sind halbkugelige oder linsenförmige Körner, und in diesem

Fall sitzen um ihre Äquatorialebene nach außen gerichtete helle Eismassen, so daß sie wie zackige Scheiben aussehen. Man achte genau auf die Form des Hagels, und bei absonderlichen Gestalten entwerfe man eine Zeichnung.

Über die Größe des Hagels werden vielfach übertriebene Angaben gemacht. Hagelkörner von der Größe einer Erbse bis Kirsche sind die Regel; seltener sind sie walnußgroß. Doch erreichen sie auch manchmal bedeutenderen Umfang. Denkwürdig ist in dieser Hinsicht der Hagelfall vom 3. Juli 1897 in Steiermark und Kärnten. Es fiel Hagel von 15 cm Durchmesser, fast von der Größe von Kugeln, wie sie zum Kegeln dienen. Bruchstücke dieser Eisgeschosse wogen 1100 g, und die Wucht ihres Falles war derart, daß sie auf Wiesen einen halben Meter tief in den Boden fuhren.

Die in Abb. 15 wiedergegebenen Hagelkörner hatten eine Länge oder einen Durchmesser von 20—35 mm und ein Gewicht von 5—11 g; das Dunkle auf dem Bilde entspricht den kristallinischen durchsichtigen Teilen des Hagelkornes, während das Weiße auch in der Natur weiß-undurchsichtig war. Einige Minuten vor dem Fall hörte man ein starkes Getöse, wie wenn man in einem Sack Nüsse rüttelt.

An einem gut entwickelten Hagelstein erkennt man drei Bestandteile: zu innerst einen schneeigen Kern, der dieselbe Struktur wie ein Graupelkorn hat. Ihn umgeben abwechselnd helle und milchig trübe konzentrische Eishüllen; sie sind kennzeichnend für das Hagelkorn und unterscheiden es von den Graupeln. Zu äußerst endlich sitzen klare, kristallinische Eismassen, deren Bildung allerdings oft unterbleibt.

Hagelfälle sind in den Monaten Mai bis August am häufigsten; auf sie entfallen rund 80 Prozent. In der täglichen Periode kommt das Maximum auf die Stunden von 2—6 Uhr nachmittags. Daß gerade in der wärmeren Jahres- und Tageszeit manchmal so gewaltige Eismassen fallen, hat früher stets Staunen erregt; heute wissen wir, daß in Höhen über etwa 3,5 km die

Temperatur stets unter Null liegt, selbst wenn an der Erde unerträgliche Hitze herrscht. Es braucht nur warme und wasserdampfreiche Luft in jene Höhen emporzusteigen, und dazu sind die Bedingungen zur genannten Zeit am günstigsten. Starke Hagelwetter zeichnen sich durch außerordentlichen Reichtum an Blitzen aus;

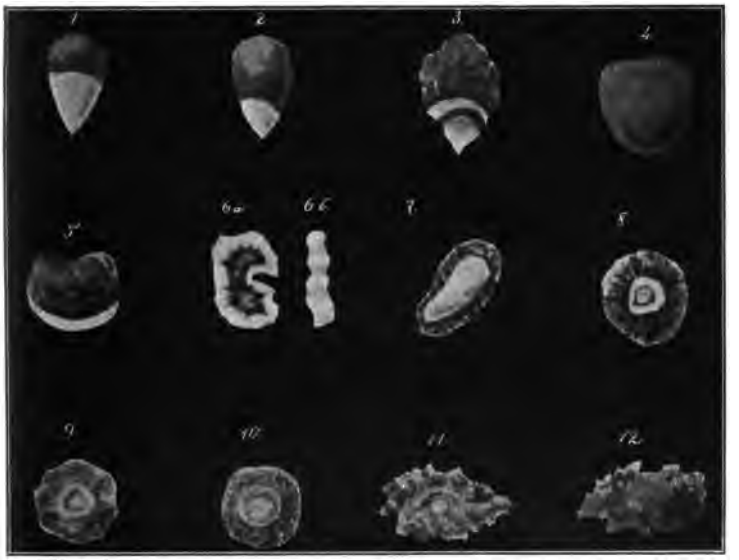

Abb. 15. Hagelkörner, gefallen am 26. April 1904 zu O-Ghalla. Mitgeteilt von A. Rethly.

sie folgen unausgesetzt aufeinander, während der Donner anhaltend, aber meist nur schwach rollt.

Die Zusammensetzung des Hagelkorns gibt uns einen Fingerzeig für die Geschichte seiner Entstehung. Der schneeige Kern bildet sich in der oberen Schicht der Wolke, wo Schneekristalle und überkaltete Tröpfchen gleichzeitig vorkommen. In der mittleren Schicht schweben überkaltete Tröpfchen allein; sie bauen die konzentrischen Eishüllen durch Zusammenfließen und Erstarren auf. Noch tiefer in der Wolke kommen Tropfen mit Tempera-

turen über 0° vor; sie sind das Material zu jenen Eisansätzen an den stark abgeplatteten Körnern. Was also im Hagelkorn von innen nach außen aufeinanderfolgt, das folgt in der Wolke von oben nach unten. Infolge der Rotation der Körner — und eine solche wird durch Zusammenstöße und Luftwirbel erzeugt — gelangen die Tröpfchen an den Äquator des Korns und erstarren allmählich. Doch woher die Kälte stammt, die das Gefrieren verursacht, das wissen wir nicht; daß ein intensiver Wärmeverbrauch stattfindet, beweist die niedrige Temperatur der Hagelkörner. Sie beträgt häufig 5° unter Null; Messungen sind wünschenswert.

Endlich achte man auch auf die Dauer der Hagelfälle und notiere sie genau auf die Minute; Hagelfälle von über 15 Minuten Dauer sind schon recht selten.

Berechnung der Niederschlagsmessungen. Man mißt die Niederschläge morgens um 7 oder 8 Uhr und schreibt die Menge, um Irrtümer zu vermeiden, dem Messungstage zu, auch wenn der Niederschlag am Tage vorher gefallen ist. So wird es im Stationsnetz des Preußischen Meteorologischen Instituts gehalten; anderwärts wird die morgens gemessene Menge dem Vortage zugeschrieben. Die einzelnen Tagesmengen sind auf Zehntelmillimeter genau abzulesen; ihre Monatssumme rundet man auf ganze Millimeter ab.

Außer der Menge ist auch die Häufigkeit des Niederschlages von Bedeutung. Man kann als Maß hierfür die Zahl der Niederschlagstage nehmen und bestimmt sie aus den täglichen Aufzeichnungen der Niederschlagssummen. Als Niederschlagstag gilt jeder, an dem mehr als 0,2 mm gefallen ist, gleichgültig, ob von Regen, Schnee, Hagel oder Graupeln herrührend. In anderen Ländern freilich sind andere Zählweisen üblich; gewöhnlich gibt man auch noch die Zahl der Tage mit mindestens 1 mm Niederschlag an. Zur Kennzeichnung der Niederschlagsverhältnisse eines Ortes gehört ferner die Angabe der Zahl der Tage mit Regen, Schnee, Graupeln und Hagel. Bei Regen und Schnee zählt man nur

diejenigen Tage, an denen mindestens 0,1 mm gefallen ist; vereinzelte Regentropfen oder Schneeflocken, die ja leicht der Beobachtung entgehen, bleiben unberücksichtigt. Tage, an denen Regen und Schnee gleichzeitig oder zu verschiedenen Zeiten fällt, werden sowohl als Regen- wie Schneetage gezählt. Für die Auszählung der Tage mit Graupeln und Hagel pflegt man keine untere Grenze anzunehmen. Das Weitere können wir aus der Zahlentafel 7 ersehen. Endlich beansprucht noch ein gewisses Interesse das Datum des ersten und letzten Schneefalles, da man häufig von diesem Gesichtspunkt aus Anfang, Dauer und Ende des Winters beurteilt.

Niederschlagsverteilung in Europa. Die Niederschlagsmenge eines Ortes ist sehr großen Schwankungen unterworfen; nasse und trockene Jahre folgen einander, wie es den Anschein hat, ohne bestimmte Gesetzmäßigkeit. In Berlin hatte seit 1851 das feuchteste Jahr 763, das trockenste 362 mm (1882 bzw 1857); in Wien bewegten sich die Jahressummen zwischen 861 und 420 mm (1879 bzw. 1858) und in Rom zwischen 1472 und 526 mm (1900 bzw. 1866). Man kann annehmen, daß in Europa das nasseste Jahr zwei- bis dreimal soviel Niederschlag wie das trockenste hat. Jedenfalls sind zur Berechnung von Mittelwerten sehr viel Jahre nötig; will man vergleichbare Zahlen erhalten, so ist außerdem für alle Orte unbedingt der gleiche Zeitraum zugrunde zu legen. Die mittlere Jahresmenge, abgeleitet aus den 50 Jahren 1851 bis 1900, beträgt für Berlin 581 mm; daher überschreitet das feuchteste Jahr den Durchschnittswert um $(182 \cdot 100) : 581 = 31$ Prozent, und bleibt das trockenste um 38 Prozent dahinter zurück. In Wien belaufen sich bei einem Jahresmittel von 624 mm diese Abweichungen auf $+38$ bzw. -33 Prozent; als Grenzen für Mitteleuropa kann man $+45$ und -50 Prozent annehmen. Im Mittelmeergebiet gehen die Abweichungen nach oben über 80 Prozent hinaus.

Die trockensten Gebiete Deutschlands liegen in den Provinzen

Posen und Westpreußen, wo die mittlere Jahressumme stellenweise unter 450 mm bleibt, auch Rheinhessen ist arm an Niederschlägen. Die meisten Niederschläge treffen wir in den Gebirgen, die fast überall mehr als 1000 mm haben.

Bei uns fällt der meiste Regen in den Sommermonaten; in Norddeutschland ist der Juli, in Süddeutschland der Juni der niederschlagreichste Monat. Am trockensten sind der Februar und April. Wir haben ausgesprochene Sommerregen, und dieser Typus der Regenverteilung umfaßt ganz Ost- und Mitteleuropa westwärts bis etwa zur Linie Brüssel—Basel, südwärts bis zu den Alpen und herrscht auch auf der skandinavischen Halbinsel bis dicht an das norwegische Meer. Neben diesem kontinentalen Typus können wir noch den ozeanischen mit vorwiegenden Winterregen unterscheiden; er greift vom Atlantik auf die Westseite der britischen Inseln und der iberischen Halbinsel über und tritt am ausgesprochensten in der südlichen Hälfte des Mittelmeeres auf, insofern hier die Sommermonate sehr trocken, in manchen Jahren sogar ganz regenlos sind. Die schärfsten Gegensätze treffen wir da, wo die beiden Typen am reinsten ausgeprägt sind; so betragen im Sommer bzw. Winter die Regenmengen in San Fernando bei Cadix 15 und 274, dagegen in Hermannstadt in Siebenbürgen 301 und 78 mm. Natürlich gibt es auch weite Gebiete, wo der kontinentale und ozeanische Typus gewissermaßen um die Herrschaft kämpfen und so ein Übergangstypus entsteht;

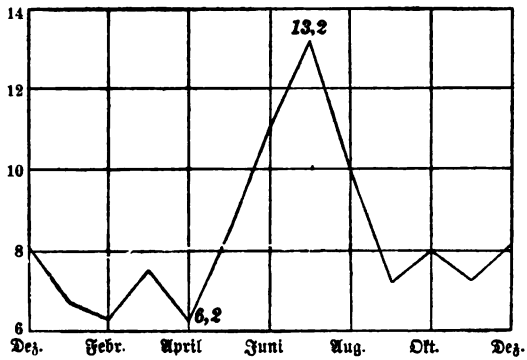

Abb. 16.
Jährlicher Gang des Niederschlags zu Berlin. Sommerregen.

die Niederschläge erreichen dann im Herbst, meist im Oktober, ihr Maximum. In der Zahlentafel 5 sind Beispiele für die einzelnen Typen gegeben; die sorgfältigsten Untersuchungen über die Niederschläge Europas, besonders aber der deutschen Stromgebiete, rühren von Hellmann her, dessen Werken auch die mitgeteilten Zahlen entnommen sind.

Um die Amplitude des jährlichen Ganges zu bestimmen, müssen wir zuerst die einzelnen Monatsmittel in Prozente der Jahressumme umrechnen. Wien hat im Juni 70 mm, das macht $(70 \times 100) : 623 = 11{,}3$ Proz. des Jahresmittels. Die Differenz zwischen dem höchsten und niedrigsten dieser Werte liefert dann den besten Ausdruck für den Charakter der jährlichen Periode (Abb. 16 und 17). Ist sie klein, so sind die Niederschläge ziemlich gleichmäßig über das Jahr verteilt, während eine große Amplitude eine sehr ungleiche Verteilung anzeigt. Als die größten Gegensätze wird man in unseren Zahlentafeln leicht Katharinenburg mit 17,2 und Brüssel mit 4,0 Prozent herausfinden. Auch die Mittelmeerländer haben eine große Amplitude, so San Fernando 15,2 Prozent. Wo aber der reine ozeanische Typus herrscht, ist die Schwankung wieder klein; sie beträgt in Rothesay an der Clyde-Mündung nur 5,2 Prozent.

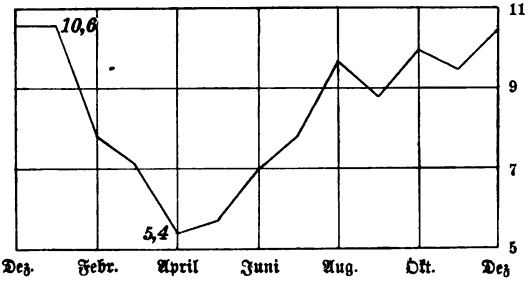

Abb. 17. Jährlicher Gang des Niederschlags zu Rothesay. Herbst- und Winterregen.

In den deutschen Mittelgebirgen treten die Winter- und Herbstniederschläge auf Kosten der sommerlichen ganz auffallend hervor. In den rheinisch-westfälischen Bergen haben schon Höhen von 300 bis 400 m im Dezember mehr Regen als im Juli. Die feuchten

W- und NW-Winde werden nach Überwehung des niederrheinischen Tieflandes hier zum ersten Male zum Aufsteigen gezwungen und dabei im Winter naturgemäß am ehesten unter den Sättigungspunkt abgekühlt. Über ansteigendem Gelände muß hiernach im allgemeinen die Regenmenge wachsen, und das Gebirge wird mehr Niederschlag haben als die Niederung. Der Brocken hat 1700, die Schneekoppe 1200, der Sonnblick 1700, der Gebweiler Belchen 2000 und der Säntis 2500 mm Niederschlag. Wir verstehen nun auch, daß die den Winden ausgesetzte Seite der Gebirge, die Wind- oder Luvseite, viel regenreicher sein muß als die entgegengesetzte; letztere liegt im Regenschatten und wird Schutz- oder Leeseite genannt. Die Westküste Norwegens mit ihren steilabfallenden Gebirgen ist den feuchten Seewinden völlig preisgegeben und daher sehr regenreich; in der Gegend um Bergen steigt die Regenmenge auf 2000 mm, während sie im Innern vielfach unter 500 mm herabgeht. In den Ruhm, den größten Regenreichtum Europas zu besitzen, teilen sich der Seendistrikt von Cumberland im nordwestlichen England und Crkvice in Dalmatien mit rund 4500 mm. Im Jahre 1901 fielen an letztgenanntem Orte nicht weniger als 6135 mm.

Die größten Monatsmengen erreichen, soweit Deutschland in Betracht kommt, in der Niederung nur an wenigen Orten 250 mm und machen hier im allgemeinen 30—40 Prozent der mittleren Jahresmenge aus. Im Gebirge kommen aber größere Summen vor; obenan stehen die 689 mm, die im September 1899 zu Weißbach in den Bayrischen Alpen gemessen wurden. Die größten Monatssummen im Verhältnis zur mittleren Jahresmenge treffen wir in den Mittelmeerländern mit ihren streng periodischen Regenfällen; dagegen haben Gegenden mit reichlichen, aber gleichmäßig verteilten Niederschlägen viel kleinere Prozentzahlen, wenn auch die absoluten Werte höher sind. So entsprechen die 415 mm von Lissabon 56 Prozent, die 899 mm von Seathwaite im englischen Seendistrikt nur 26 Prozent der mittleren Jahressumme. Die

höchste monatliche Regenmenge Europas hat Crkvice mit 1788 mm im April 1908.

Die kleinste Monatsmenge kann natürlich überall Null werden, doch gibt es in Nord- und Mitteleuropa viele Orte, an denen sie auf diesen Wert nicht herabgesunken ist. Dagegen sind regenlose Monate im mittleren und südlichen Mittelmeergebiet häufig, und in San Fernando bleiben im Durchschnitt jährlich sogar zwei Monate ohne Regen. Nun sind allerdings sehr trockene Monate, deren Niederschlagssumme höchstens 5 mm beträgt, fast ebenso nachteilig wie ganz regenlose; sie kommen schon öfter vor und wenigstens in Mitteleuropa mit Vorliebe in der kälteren Jahreszeit. Während des Zeitraumes 1851—1900 gab es in Berlin 8, in Wien 11, Rom 52 und in Paris 14 sehr trockene Monate.

Land- und Platzregen. Man hört so oft die Äußerung, daß es Tag und Nacht unaufhörlich oder gar mehrere Tage anhaltend geregnet habe. In den weitaus meisten Fällen ist das nicht richtig, denn fast immer werden langdauernde Regenfälle durch kleinere oder größere Pausen unterbrochen. Aus den Angaben selbstregistrierender Regenmesser ergibt sich, daß in Norddeutschland mehr als 90 Prozent der Regenfälle höchstens 4 Stunden ohne Unterbrechung anhalten.

Regen von längerer Dauer, aber geringer Stärke, die indes infolge ihrer Dauer große Wassermengen liefern und Überschwemmungen herbeiführen, nennt man Landregen; im allgemeinen ist die Windstärke gering, kann aber namentlich im Winter bei Schneefällen bis zu Sturm anwachsen. Ganz anders verhalten sich die Platzregen; sie sind von kurzer Dauer, aber großer Dichte, worunter man die durchschnittliche Regenmenge in der Minute versteht. Fallen z. B. in 10 Minuten 20,2 mm, so ist die Dichte 2,02 mm. Platzregen von der Dichte 2—3 mm sind nicht selten: sie gehen meist über engbegrenzten Gebieten bei Gewittern nieder, wandern und verschwinden mit ihnen. Liefern solche Regengüsse größere Wassermassen, etwa 50 mm in der Stunde oder 100 mm

in mehreren Stunden, so redet man auch von Wolkenbrüchen. Tagesmengen von über 100 mm als Folge von Landregen oder Wolkenbrüchen kommen jedes Jahr irgendwo in Deutschland vor, an ein und demselben Orte indes gehören sie zu Seltenheiten, ja weite Gebiete sind bis jetzt ganz davon verschont geblieben. Die größte Regenmenge, die an einem Tage in Deutschland gemessen wurde, war 239 mm am 30. Juli 1897 auf der Schneekoppe. Sie gehört den wolkenbruchartigen Regenfällen an, die Ende Juli die Sudeten und Niederösterreich heimsuchten; zu Neuwiese auf der böhmischen Seite des Riesengebirges fielen an demselben Tage 345 mm. In Crkvice sind im November 1906 binnen 24 Stunden sogar 440 mm gefallen. Das sind einige Beispiele für ergiebige Landregen. Und nun mag auch noch der intensivste Platzregen erwähnt werden; zu Curtea-de-Arges an der Südseite der Karpathen fielen 205 mm in 20 (zwanzig) Minuten am 7. Juli 1889, d. i. in jeder Minute nicht weniger als 10,2 mm!

Unsere sommerlichen Platzregen stehen den heftigen Regengüssen der Tropen an Dichte keineswegs nach; nur ihre Dauer ist viel kürzer. „In Wasserfäden herabfallende Regen" gibt es weder bei uns noch sonstwo. Niederschläge von kurzer Dauer, die der kälteren und Übergangsjahreszeit angehören, nennen wir Regenschauern oder -böen, je nachdem sie bei ruhiger Luft fallen oder von starkem Auffrischen des Windes begleitet sind. Sehr oft wechseln bei den Böen, namentlich im März oder April, die verschiedensten Formen des Niederschlags ab, Regen, Schnee, Graupeln und glashelle Eiskügelchen. Zwischen den einzelnen Böen und Schauern ist der Himmel mehr oder weniger aufgeheitert. In Berlin entfallen auf die Schauern und Böen 17, auf die Landregen 32 und auf die Platz- und Gewitterregen 22 Prozent der Gesamtniederschlagssumme des Jahres, während die übrigbleibenden 29 Prozent sich in keine dieser Gruppen einreihen lassen, also wohl jenen länger dauernden Regenfällen mit kürzeren Unterbrechungen und teilweisem Aufklaren angehören, die im Winter so häufig sind.

Tägliche Periode der Niederschläge. Es scheint auf den ersten Blick merkwürdig zu sein, von einer täglichen Periode dieses Elementes zu sprechen, da ja die Niederschläge keinen ununterbrochenen zeitlichen Verlauf haben wie die Temperatur und Feuchtigkeit. Wir werden aber doch die Frage aufwerfen dürfen, ob nicht zu gewissen Stunden die Menge und Häufigkeit größer sind als zu andern. In diesem Sinne zeigen vor allem die sommerlichen Platz- und Gewitterregen einen scharf ausgesprochenen täglichen Verlauf; in den Nachmittagsstunden sind sie bei weitem häufiger und ergiebiger als zu anderen Tageszeiten. Die Ursache erkennen wir sofort in der dynamischen Abkühlung der aufsteigenden Luft. Wir können aber noch eine zweite Ursache angeben, die Niederschläge bedingt, nämlich die nächtliche Wärmeausstrahlung des Bodens und die dadurch hervorgerufene Abkühlung der Luft. In der Tat stellt sich vielerorts in der Nacht eine Zunahme der Niederschläge ein, wie langjährige Aufzeichnungen selbstregistrierender Regenmesser beweisen. Aber eine Gesetzmäßigkeit wie bei der Temperatur treffen wir nicht an, und so müssen noch weitere Ursachen wirksam sein, die die tägliche Periode beeinflussen. Mit Recht hat Rona darauf hingewiesen, daß der Regen eine örtlich fortschreitende Erscheinung ist. Auf den Wetterkarten können wir oft genug sehen, daß Regen, der heute bei uns herrscht, gestern schon an westlicher gelegenen Stationen auftrat und morgen weiter nach Osten sich ausgebreitet hat. Die Regenfälle wandern wie die Tiefdruckgebiete, über die noch ausführlicher zu sprechen sein wird, von Westen nach Osten. Es ist sicher, daß hierdurch namentlich im Winter, wenn die Regenfälle stets in Begleitung der großen Tiefdruckgebiete sich einstellen, die tägliche Periode örtlich verschieden in Mitleidenschaft gezogen werden muß.

Der Luftdruck.

Bis in die Mitte des 17. Jahrhunderts hatte man über die Eigenschaften der Luft ganz unklare Vorstellungen; einfache Versuche erklärte man durch nichtssagende Annahmen. Füllt man eine Röhre ganz mit Wasser, verschließt die Öffnung mit dem Daumen, kehrt die Röhre um und taucht sie in Wasser, so fließt auch nach Wegnehmen des Daumens kein Tropfen Wasser aus der Röhre. Man sagte, die Natur habe das Bestreben, jeden leeren Raum auszufüllen, sie habe einen „Abscheu vor dem Leeren", daher fließe das Wasser nicht aus. Erst dem Schüler Galileis, Evangelista Torrizelli, genügte eine solche Erklärung nicht, und er veranlaßte 1643 seinen Freund Viviani, den Versuch mit einer 1 m langen Röhre und Quecksilber zu wiederholen (Abb. 18). Es zeigte sich, daß das Quecksilber bis zu etwa 76 cm über den Spiegel des Quecksilbers im Gefäße herabsank und daß in der Röhre über dem Quecksilber ein luftleerer Raum entstand. Die Luft übt, wie Torrizelli richtig erkannte, einen Druck auf das Quecksilber im Gefäße aus; dieser breitet sich nach allen Seiten hin aus, nach oben und unten und hält der Quecksilbersäule in der Röhre das Gleichgewicht. Hat die Röhre den Querschnitt 1 qcm, so ist der Druck der Luft auf diese Fläche, da 1 ccm Quecksilber 13,6 g wiegt, $13{,}6 \cdot 76\,\text{g} = 1033\,\text{g}$. In der Torrizellischen Vorrichtung haben wir also einen Apparat, der den Luftdruck zu messen gestattet; es ist ein Barometer in einfachster Form. In der Meteorologie messen wir den Luftdruck durch die Höhe der Quecksilbersäule b in Millimetern; wächst der Druck, so wird b größer, nimmt er ab, so wird b kleiner,

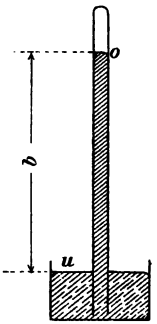

Abb. 18. Gefäßbarometer.

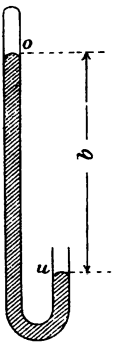

Abb. 19. Heberbarometer

und solche Schwankungen können wir in der Tat tagtäglich beobachten. Jede Änderung des Luftdrucks hat aber auch eine Änderung des Quecksilberspiegels *u* zur Folge. Ist nun mit dem Barometer eine Skala verbunden, so muß deren Nullpunkt erst in gleiche Höhe mit der Quecksilberfläche *u* gebracht werden. Statt dessen kann man aber offenbar auch die Entfernungen der Teilstriche auf der Skala in bestimmter Weise ändern.

Außer diesen Gefäßbarometern sind viel die Heberbarometer im Gebrauch (Abb. 19). Sie bestehen aus einer Uförmig gebogenen Röhre, deren längerer Schenkel oben geschlossen und deren kürzerer offen ist. Die Länge, um die das Quecksilber im geschlossenen Schenkel höher steht als im offenen, entspricht dem Luftdruck. Am Heberbarometer ist ein verschiebbarer Maßstab angebracht, dessen Nullpunkt auf die Oberfläche *u* eingestellt werden muß.

Die Höhe der Quecksilbersäule wird auch von der Temperatur beeinflußt; bei gleichem Luftdruck hat ein Barometer einen um so höheren Stand, je höher seine Temperatur ist. Der Stand des Barometers bedarf daher noch einer Berichtigung. Man gibt an, wie hoch das Barometer stehen würde, wenn die Temperatur des Quecksilbers 0° wäre; es ist deshalb an bessern Barometern stets ein Thermometer angebracht. Die Größe der Berichtigung ist nun leicht zu berechnen, indem man den Ausdehnungskoeffizienten des Quecksilbers 0,000181 mit der Temperatur (ohne Rücksicht auf das Zeichen) und dem Barometerstand multipliziert und das Ergebnis addiert oder subtrahiert, je nachdem die Temperatur unter oder über Null liegt.

Auf einem ganz anderen Prinzip beruhen die Aneroidbarometer; sie werden in sehr handlicher Form (Uhrenform) hergestellt und sind mit Vorteil auf Reisen zu benutzen. Ihr wesentlicher Bestandteil ist eine luftleere dünnwandige Metalldose von zylindrischer Gestalt mit Wellblechdeckel. Dieser wird durch den äußeren Luftdruck mehr oder weniger eingebogen, und diese

Schwankungen werden durch ein Hebelwerk auf einen Zeiger, der über einer Skala spielt, übertragen. Ein solches Barometer muß öfters mit einem Quecksilberbarometer verglichen und sein Stand nötigenfalls berichtigt werden; das geschieht mit Hilfe der auf der Rückseite angebrachten Justierschraube. Die Aufschriften schön, Regen, veränderlich auf den Barometern haben keinen Sinn und sollten weggelassen werden.

Barometrische Höhenmessung. Einige Jahre, nachdem Torrizelli die Erklärung des nach ihm benannten Versuches gegeben hatte, schloß Pascal, daß auf einem Berge das Barometer tiefer stehen müsse als im Tal, weil die Luftschicht zwischen Gipfel und Tal für den Druck oben nicht in Betracht komme. Diese Folgerung wurde 1648 durch gleichzeitige Beobachtungen auf den Puy de Dome, wo Pascals Schwager Perier beobachtete, und zu Clermont bestätigt. Wir können den Betrag der Abnahme leicht berechnen. Der Puy de Dome liegt 1050 m über Clermont; die Luftsäule ist also 105000 cm kleiner und der Druck muß, da 1 ccm Luft 0,001293 g wiegt, $105000 \cdot 0{,}001293 = 136$ g auf jedes Quadratzentimeter geringer sein als unten Nun wiegt 1 ccm Quecksilber 13,6 g, die 136 g Unterschied zwischen unten und oben entsprechen daher einer Quecksilbersäule von 10 cm Höhe und 1 qcm Querschnitt. Das Barometer muß also auf dem Puy de Dome 10 cm tiefer stehen als zu Clermont. Damit stimmte die Beobachtung in der Tat überein, und so war der Beweis einwandfrei erbracht, daß der Druck der Luft der Quecksilbersäule in der Torrizellischen Röhre das Gleichgewicht hält.

Die Beziehung zwischen Luftdruck und Höhe ist durch die folgende Formel, die sog. barometrische Höhenformel, gegeben. Es ist nach Babinet

$$h = 16000\,(1 + 0{,}004\,t)\,\frac{p_u - p_o}{p_u + p_o},$$

worin h den Höhenunterschied, p_u den Druck unten, p_o den Druck oben und t die Mitteltemperatur der Luftsäule zwischen oben und

unten bedeuten. Es seien die oben und unten beobachteten und auf 0° reduzierten Barometerstände 650 und 752 mm, die Temperaturen 10° bzw. 18°. Dann ist $t = 14°$ und man findet $h = 1229$ m, vom unteren Beobachtungspunkte an gerechnet.

Reduktion des Luftdrucks auf den Meeresspiegel. Wollen wir die Barometerstände verschiedener Orte miteinander vergleichen, so müssen wir sie vorher auf die gleiche Höhe umrechnen; man berechnet nun stets, wie hoch das Barometer stehen würde, wenn es am Meeresspiegel sich befände. Dieses Verfahren nennt man Reduktion des Luftdrucks auf den Meeresspiegel. Wir führen sie in folgender Weise aus. Wir setzen in der Höhenformel $p_u - p_o = 1$, dann bedeutet h diejenige Höhe, die man emporsteigen muß, damit das Barometer um 1 mm fällt. Diese Höhe heißt die **barometrische Höhenstufe**. An der Erdoberfläche ist sie bei 0° und 760 mm Druck 10,5 m, auf der Schneekoppe bei 625 mm Druck und 0° 12,8 m (es ist $p_u + p_o = 625 + 624 = 1249$ zu setzen), auf der Zugspitze bei 530 mm Druck bereits 15,1 m; sie wird also größer, wenn der Luftdruck abnimmt, d. h. je höher man steigt. Es sei nun der in 150 m Seehöhe abgelesene und auf 0° reduzierte Barometerstand 750,8 mm bei einer Lufttemperatur von 20°. Die barometrische Höhenstufe ist 11,51 m, oder für je 11,51 m nimmt der Druck um 1 mm zu, wenn man sich abwärts begibt; 150 m geben demnach 150 : 11,51 = 13,0 mm Zunahme. Der auf den Meeresspiegel reduzierte Luftdruck ist also 763,8 mm. Wir erhalten die folgende Regel: Man dividiert die Seehöhe des Ortes durch die jeweilige barometrische Höhenstufe und addiert das Ergebnis zum Barometerstand.

Die umgekehrte Aufgabe verlangt, aus dem Druck an der Erdoberfläche den Druck in der Höhe zu berechnen. Wir wollen das für die Höhen 1, 2, 3 usw. km ausführen, setzen $p_u = 762$ mm als Druck im Meeresspiegel, als Temperatur hier 0° bzw. 18° und verwenden zur Berechnung der Mitteltemperatur der Luftsäule die auf S. 38 in den beiden ersten Reihen angegebenen

Werte. Wir erhalten so die folgenden Drucke und ersehen, daß bei gleichem Druck am Boden in der kalten Luftsäule der Druck in der Höhe kleiner ist als in der warmen.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9 km
Jan.	672	591	517	449	387	328	274	228	172 mm
Juli	677	600	629	464	403	348	295	245	195 mm

In $5^1/_2$ km ungefähr ist der Luftdruck also nur mehr halb so groß wie am Boden.

Schwankungen des Luftdrucks. In unseren Breiten treten die höchsten und tiefsten Barometerstände in der kälteren Jahreszeit ein, erstere meist bei klarem Himmel und strenger Kälte, letztere begleitet von stürmischem Wetter und Niederschlag; der Unterschied kann 40 mm und mehr ausmachen. Die Schwankungen des Luftdrucks sind im Winter größer und man möchte sagen launenhafter als im Sommer; Ab- oder Zunahme um 10—20 mm von einem Tag zum andern kommt im Winter nicht selten vor. Die absolut höchsten und tiefsten Werte in Deutschland dürften 798 mm, beobachtet zu Neufahrwasser am 23. Januar 1907, und 720 mm (mehrfach) sein, beide im Meeresspiegel.

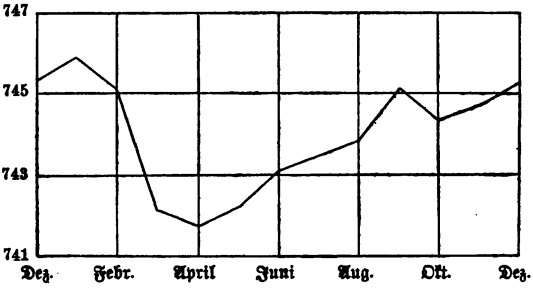

Abb. 20. Jährlicher Gang des Luftdrucks zu Wien.

Ganz außerordentlich ist die Unruhe des Barometers auf Island und über dem Nordmeer, einer Gegend, die den durchschnittlich tiefsten Luftdruck der nördlichen Halbkugel aufweist. In dem Zeitraum 1851 bis 1900 waren zu Stykkisholm auf Island die absoluten Extreme 789 und 704 mm, d. i. 85 mm Unterschied, aber auch schon innerhalb 30 Tagen sind Schwankungen von 70, ja sogar 80 mm verzeichnet worden. Während derselben 50 Jahre

bewegten sich in Wien (Seehöhe 202,5 m) die Barometerstände zwischen 768,4 und 715,5 mm, Schwankung also 53 mm.

Langjährige Monatsmittel lehren, daß in Mitteleuropa im Januar der Luftdruck am höchsten, im März oder April am niedrigsten ist; auf dem Atlantik dagegen herrscht im Winter tiefer, im Sommer hoher Druck. Als Beispiele für die jährliche Periode mögen die normalen Mittel 1851—1900 von Wien und Stykkisholm angeführt werden. Die Abb. 20 führt uns noch vor Augen, wie unregelmäßig der Verlauf auf dem Festlande ist.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Wien, 202,5 m												
746,1	45,1	42,2	41,8	42,3	43,1	43,4	43,7	45,1	44,4	44,7	45,3	43,9
Stykkisholm auf Island, 11,3 m												
745,6	48,9	52,7	55,3	58,2	55,7	54,9	54,7	52,1	51,8	51,4	46,9	52,4

Natürlich weichen die einzelnen Monatsmittel mehr oder weniger von den normalen ab. Im Winter ist allgemein ihre Veränderlichkeit größer als im Sommer; sie erreicht auf dem nordatlantischen Ozean ihre größten Beträge. Für Stykkisholm erhalten wir folgende Schwankungen:

	Dez.	Jan.	Juni	Juli
höchstes Mittel	762,8	64,4	62,1	60,1 mm
niedrigstes Mittel . . .	737,7	32,8	49,8	49,0 mm
Schwankung	25,1	31,6	12,3	11,1 mm

In Wien beträgt die größte Schwankung 17,8 mm im Februar, die kleinste 4,7 mm im Juli.

Im Gegensatze zur Temperatur verlaufen in unseren Gegenden die sichtbaren täglichen Änderungen des Luftdruckes sehr unregelmäßig; nur noch in den monatlichen Stundenmitteln verrät sich eine tägliche Periode, die übrigens auch an ruhigen, schönen Sommertagen zuweilen beobachtet werden kann. Diese ist aber sehr merkwürdig und zeigt sich auf der ganzen Erde in derselben Form, wie von Hann eingehend nachgewiesen hat. Das Baro-

meter erreicht zweimal einen höchsten Stand um 10^a und 10^p und zweimal einen tiefsten um 4^a und 4^p; in der heißen Zone tritt dieser Verlauf mit wunderbarer Regelmäßigkeit fast Tag für Tag ein. Das Vormittagsmaximum ist höher als das Abendmaximum und das Minimum um 4^p tiefer als das um 4^a. Der Unterschied der Barometerstände um 10^a und 4^p heißt die Tagesschwankung, der um 10^p und 4^a die Nachtschwankung. Das arithmetische Mittel aus beiden gilt als Maß für die Größe der täglichen Periode; sie beträgt in unseren Breiten nur Bruchteile eines Millimeters, nimmt nach dem Äquator hin zu und ergibt dort 2 mm. Den Unterschied mögen folgende Zahlen erläutern: Großer Ozean in 4^0 nördl. Br. Tagesschwankung 2,37, Nachtschwankung 1,63, Amplitude 2,00 mm, dagegen Upsala in 60^0 nördl. Br. Tagesschwankung 0,33, Nachtschwankung 0,16, Amplitude 0,25 mm. Man sieht auch, daß die Tagesschwankung allgemein viel größer als die Nachtschwankung ist.

Luftdruckverteilung auf der Erdoberfläche. Um einen Überblick über die Verteilung des Luftdrucks auf der Erdoberfläche zu erhalten, verbindet man auf einer geographischen Karte alle Orte, die dieselben mittleren auf den Meeresspiegel reduzierten Luftdrucke haben, durch Linien miteinander. So erhält man die mittleren Isobaren, Linien mit gleichem mittleren Luftdruck. Karten mit den Isobaren für Januar und Juli sind in jedem Atlas zu finden und für das Folgende zu benutzen. Wir erkennen vor allem, daß auf der nördlichen Halbkugel im Winter auf dem Lande hoher, auf dem Meere niedriger Druck herrscht, während im Sommer die Verteilung umgekehrt ist. Am deutlichsten zeigt sich das über dem größten Festlande Asien und dem Indischen Ozean sowie den angrenzenden Meeresteilen des Stillen Ozeans. Aus den Isobarenkarten haben mehrere Forscher den mittleren Druck für die verschiedenen Breitegrade berechnet; die Jahreswerte (700 mm + ···) für jeden 10. Grad müssen hier Platz finden.

	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°
nördl. Br.	58,0	57,9	59,2	61,7	62,0	60,7	58,7	58,6	60,5
südl. Br.	58,0	59,1	61,7	63,5	60,5	53,2	40,0	—	—

Zu beiden Seiten des Äquators ist der Druck niedrig, und er nimmt von hier bis ungefähr gegen den 35. Breitegrad auf beiden Halbkugeln zu. Auf der nördlichen wird er nun bis zum Polarkreis wieder geringer, um dann anscheinend polwärts nochmals zuzunehmen. Auch auf der südlichen tritt vom 35. Grad an Abnahme ein, aber sie ist viel stärker als auf der nördlichen. Der ungewöhnlich tiefe Druck der hohen südlichen Breiten hat immer die besondere Aufmerksamkeit der Forscher auf sich gelenkt; die deutsche Südpolarexpedition unter der Leitung Erichs von Drygalski beobachtete unter 66° südl. Br. und 89° östl. Länge ein Jahresmittel (März 1902 bis Februar 1903) von 740 mm und im August 732,4 mm. Nach Meinardus beträgt in 62° Br. und 90° Länge der mittlere Druck nur 738 mm und ist der niedrigste, der bisher im Meeresspiegel gefunden worden ist.

Die Luftströmungen.

Richtung und Stärke des Windes. Mehr oder weniger bewegte Luft nennen wir Wind; seine Richtung wird nach der Himmelsgegend benannt, aus der er weht. Meist unterscheidet man acht Richtungen, wobei die übliche Abkürzung für Ost der Buchstabe E nach dem Englischen east ist, nämlich N, NE, E, SE, S, SW, W und NW; Windstille bezeichnet man mit C, d. h. Kalme. Bei genaueren Beobachtungen an Observatorien, zur See oder für die täglichen Wetterkarten pflegt man noch acht Zwischenrichtungen einzuschalten, zwischen N und NE noch NNE und entsprechend ENE, ESE, SSE, SSW, WSW, WNW und NNW. Zur Bestimmung der Windrichtnng dienen die Windfahnen auf Kirchtürmen; auch an Flaggen und dem Rauch der Fabrikschornsteine — man wähle indes nur solche in unmittelbarer Nähe —

kann die Richtung des Windes gut erkannt werden. Die Windfahnen auf unseren Häusern sind nur dann zu benutzen, wenn sie die Nachbargebäude überragen und leicht beweglich sind. Wenn man die Häufigkeit der Windrichtungen angibt, beschränkt man sich auf die acht Hauptrichtungen und verteilt etwa beobachtete Zwischenrichtungen zu gleichen Teilen auf die benachbarten. Hat man in einem Monat NNW 9, N 15 und NNE 7 mal notiert, so ergibt sich N 15 + 4,5 + 3,5 = 23.

Die Stärke des Windes schätzt man nach den sichtbaren Wirkungen, die er ausübt; dabei ist der persönlichen Auffassung natürlich freier Spielraum gegeben, und so weichen denn die Schätzungen der Windstärke durch verschiedene Beobachter oft sehr voneinander ab. Man bedient sich meist der zwölfteiligen Skala des Admirals Beaufort: Stärke

1 leiser Zug, der Rauch steigt fast gerade empor,

2 leicht, für das Gefühl eben bemerkbar,

3 schwach, bewegt einen leichten Wimpel, auch die Blätter der Bäume,

4 mäßig, streckt einen Wimpel, bewegt kleine Zweige,

5 frisch, bewegt größere Zweige, wird für das Gefühl unangenehm,

6 stark, wird an Häusern hörbar, bewegt große Zweige,

7 steif, bewegt schwächere Baumstämme, wirft Wellen auf, die oben überstürzen,

8 stürmisch, ganze Bäume werden bewegt, ein gegen den Wind schreitender Mensch wird merklich aufgehalten,

9 Sturm, leichtere Gegenstände wie Dachziegel werden aus ihrer Lage gebracht,

10 voller Sturm, Bäume werden umgeworfen,

11 schwerer Sturm, 12 Orkan; diese beiden Bezeichnungen sind nur für Stürme mit ungewöhnlichen und verheerenden Wirkungen zu gebrauchen. Auf dem Lande genügt vielfach auch die halbe

oder sechsteilige Beaufort-Skala: 1 schwacher, 2 mäßiger, 3 starker, 4 stürmischer Wind, 5 Sturm, 6 Orkan. Weht z. B. schwacher Südwestwind, so schreibt man SW 3 — nach der vollen Skala. Im Binnenlande neigt man gern zu einer Überschätzung der Windstärke, namentlich bei nördlichen bis östlichen Richtungen. Auch wird die Schätzung durch das Temperaturgefühl sehr beeinflußt. Einem kalten NE-Wind im Winter legt man unwillkürlich eine größere Stärke bei als einem warmen W-Wind von gleicher Geschwindigkeit im Sommer.

Außer der Stärke ist noch die Geschwindigkeit des Windes von Bedeutung; das gebräuchlichste Instrument zu ihrer Messung ist das Schalenkreuz-Anemometer von Robinson (Abb. 21). An den Enden der gleichlangen Arme eines rechtwinkligen, um seine Mitte drehbaren Kreuzes befinden sich vier hohle Halbkugeln, die ihre Wölbung sämtlich nach der Drehrichtung kehren. Der Wind trifft nun stets, aus welcher Richtung er auch kommen mag, bei zwei Schalen auf die gewölbte und bei den beiden anderen auf die hohlen Seiten. Da der Druck auf die hohlen Seiten größer ist, so dreht sich das Kreuz stets in derselben Richtung, und zwar so, daß die gewölbten Seiten vorangehen. Die Zahl der Umdrehungen wird durch besondere Vorrichtungen aufgezeichnet. Es ist die Windgeschwindigkeit nun 2—3mal so groß wie die Geschwindigkeit, mit der sich die Schalenmittelpunkte bewegen; der genaue Faktor ist für jedes Anemometer besonders zu ermitteln. Man hat die geschätzten Windstärken mit den durch die Anemometer erhaltenen Geschwindigkeiten verglichen und gefunden, daß der Windstärke

Abb. 21.
Schalenkreuz des Anemometers.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
die Geschwindigkeit									
1,7	3,1	4,8	6,7	8,8	10,7	12,9	15,4	18,0	21,0

Meter in der Sekunde entspricht. Ein beständiger schwacher Wind (Stärke 3) würde in einer Stunde etwas über 17 km zurücklegen.

Die häufigsten Winde sind in Deutschland SW und W, in Österreich W und NW (Wien); sie machen etwa 40—60 Proz. aller Richtungen aus. Mit wachsender Höhe überwiegen die westlichen (SW, W und NW) Luftströmungen immer mehr die östlichen (NE, E und SE). Das lehren sowohl die Beobachtungen auf Berggipfeln wie auch die Aufstiege von Pilotballons. Für Norddeutschland — Observatorium Lindenberg — gelten folgende Zahlen:

	Boden	2000 m	4000 m
westl. Richtungen	50	61	72 Proz.
östl. Richtungen	29	21	11 Proz.

Die Restprozente entfallen auf rein nördliche und südliche Richtungen. Im übrigen ist am Erdboden auch die Lage des Ortes sehr von Einfluß auf die Windrichtung. In Flußtälern, die von N nach S verlaufen, kommen fast nur nördliche und südliche Winde vor, so in Straßburg i. E., desgleichen können in benachbarten Tälern die vorherrschenden Winde oft sehr verschieden sein.

An heiteren, ruhigen Sommertagen fällt dem aufmerksamen Beobachter nicht selten eine eigenartige Drehung des Windes auf. Er kommt des Morgens aus E, mittags aus S und des Abends aus W, dreht sich also mit der Sonne. Im Volke gilt eine solche Drehung vielfach als ein Zeichen der Fortdauer des guten Wetters.

Der Wind weht in der Ebene nur horizontal, aber nie stetig, sondern in einzelnen Stößen, die durch Pausen von geringerer Stärke oder fast völliger Stille unterbrochen werden. Trifft er wider steile Berghänge, so wird er nach oben geworfen, und über dem Rand des Berghanges herrscht dann fast Windstille.

Die Geschwindigkeit der Luftströmung wird durch die Unebenheiten des Bodens sehr vermindert. Über dem festen Lande ist sie daher unter gleichen Verhältnissen viel geringer als über Wasserflächen, ebenso in großen Städten kleiner als draußen, so daß die Durchlüftung der Straßen und Häuser sehr beeinträchtigt ist. Stürme wehen auf dem Meer und an der Küste viel heftiger als weiter landeinwärts. Mit der Entfernung vom Boden verschwinden die Hindernisse, die sich der Luftströmung entgegenstellen, mehr und mehr; die Geschwindigkeit nimmt daher rasch zu. Wolken ziehen meist schneller, als man nach der Stärke des Windes am Boden erwarten sollte; Ballonfahrten werden oft mit erstaunlicher Geschwindigkeit zurückgelegt. In Lindenberg ist die durchschnittliche Geschwindigkeit am Boden 4,7 mps — 4 bis 5 mps kann man allgemein für Deutschland annehmen —, in 500 m bereits 8,9 mps; sie steigt also in den untersten Luftschichten fast auf das Doppelte. Dann erfolgt die Zunahme nur mehr langsam; in 2000 bzw. 3000 m beträgt sie 10,5 bzw. 13,0 mps. Das ist für lenkbare Luftfahrzeuge wohl zu beachten. Es treten ferner mit zunehmender Höhe die größeren Windgeschwindigkeiten an Häufigkeit immer mehr hervor, wie die folgenden Zahlen zeigen, die Aßmann für Lindenberg aus Drachen- und Ballonaufstiegen abgeleitet hat.

	0—5	5—10	10—15	über 15 mps
Erdboden	65	32	3	0,2 Proz.
1000 m	29	34	22	15 „
2000 m	24	26	32	18 „
3000 m	19	18	31	32 „

Die letzte Zahl besagt, daß man unter 100 Fällen in 3 km Höhe 32mal Windgeschwindigkeiten von mehr als 15 mps antreffen wird, d. h. in einem Drittel aller Fälle herrscht Sturm.

Die Windgeschwindigkeit hat eine ausgesprochene tägliche Periode; daß es tagsüber oft recht windig, des Nachts aber wieder ruhiger oder gar still ist, können wir fast alle Tage feststellen. Die Aufzeichnungen der Anemometer lehren, daß von 7ª

bis 1ᵖ die Geschwindigkeit zu- und dann wieder bis 8ᵖ abnimmt; in der Nacht sind die Änderungen sehr geringfügig. Das Maximum tritt also etwa 1 Stunde nach Mittag ein, im allgemeinen noch vor der höchsten Temperatur. Am auffallendsten zeigt sich diese tägliche Periode bei östlichen Winden an heiteren Sommertagen; sie wehen des Nachmittags nicht selten mit Stärke 5 oder 6 und flauen des Abends ganz ab. Dieses scharf ausgeprägte nachmittägige Maximum ist aber nur den erdnahen Schichten eigen; schon von etwa 50 bis 100 m Höhe an verläuft die tägliche Periode umgekehrt, wie die Beobachtungen an frei und hoch aufgestellten Anemometern, so auf dem Eiffelturm zu Paris, ergeben haben. In der Nacht ist hier und ebenfalls auf Berggipfeln die Windgeschwindigkeit größer als während der Tagesstunden. Die Erklärung für die nachmittägige Verstärkung der Geschwindigkeit am Erdboden ist in dem Luftaustausch zwischen den unteren und oberen Schichten zu suchen; die durch Reibung am Erdboden langsamer fließenden Luftmassen werden durch die oberen, schneller bewegten ersetzt. Indes steht eine Erklärung für das nächtliche Maximum, das als die normale Erscheinung anzusprechen ist, noch aus.

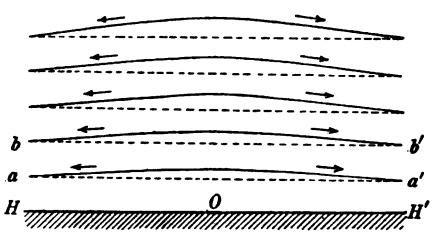

Abb. 22. Luftströmung über zu warmen Gebieten. Beginn der Störung.

Entstehung von Luftströmungen. Die erste Veranlassung zu Luftströmungen ist in Temperaturunterschieden benachbarter Luftmassen zu suchen. Wir nehmen zunächst an, daß (Abb. 22) an den Punkten O, H und H' gleiche Temperatur und gleicher Druck herrsche. Unter Voraussetzung derselben Temperaturänderung mit der Höhe wird dann in gleichen Abständen von der Erde auch derselbe Druck herrschen. Die Flächen gleichen Druckes (gestrichelte Linien) laufen parallel der Erdoberfläche.

Wird nun die Luftsäule über *O* erwärmt, so dehnt sie sich aus, und in jeder Höhe über *O* wird mehr Luft liegen als vorher. Daher steigt in der Höhe der Luftdruck, während er am Boden zunächst unverändert bleibt, da ja hier die drückende Luftsäule dieselbe ist. Die Punkte über *O*, die mit denen über *H* und *H'* denselben Luftdruck haben, liegen nunmehr höher; die Flächen gleichen Druckes bekommen also eine Neigung nach außen. Dasselbe tritt ein, wenn die Luft über *O* sich stärker erwärmt als die über *H* und *H'*. Es entsteht so in der Höhe ein Druckgefälle nach den minder erwärmten Luftsäulen hin. Das ist aber mit dem Gleichgewichtszustand nicht mehr verträglich, und daher fließt die Luft in der Höhe nach außen gegen die kältere Umgebung ab. Über *O* wird dadurch die Luftmenge geringer, und die Folge muß ein Sinken des Luftdrucks in *O* sein. Infolge des Zuflusses nimmt in den Luftsäulen über *H* und *H'* die Luftmenge zu, und es steigt der Druck in *H* und *H'*. Es bilden sich also auch am Erdboden Luftdruckunterschiede heraus: am Orte der Erwärmung sinkt der Druck und steigt in der Umgebung; die Flächen gleichen Druckes neigen sich nach innen. Dadurch wird auch das Gleichgewicht am Erdboden gestört, und die Luft muß sich von *H* und *H'* nach *O* hin in Bewegung setzen. Die Neigung der Flächen gleichen Druckes nimmt mit der Höhe ab, und so gibt es eine Fläche *NN* (Abb. 23), die mit der Erde parallel bleibt. Über ihr fließt die Luft von dem Orte der Erwärmung nach der Umgebung, unter ihr strömt sie nach der erwärmten Erdstelle. Dauert die stärkere Erwärmung in *O* an, so entwickelt sich der in Abb. 23 dargestellte Kreislauf der Luft. Die Abb. 24 zeigt die Luft-

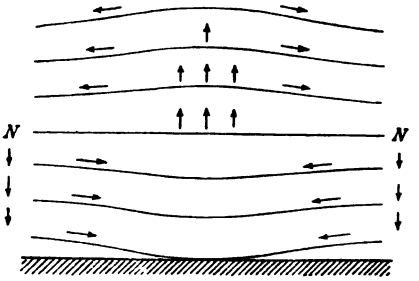

Abb. 23.
Luftströmung über zu warmen Gebieten.
Beharrungszustand.

bewegung für den Fall, daß O kälter ist als die Umgebung. Die Flächen gleichen Druckes senken sich in der Höhe und heben sich in der Niederung, oder der Luftdruck sinkt oben und die Luft fließt zu, während unten der Druck steigt und die Luft wegströmt.

Ablenkende Kraft der Erdumdrehung. Während die Luft von einem Orte höheren Druckes zu dem mit geringerem Druck sich bewegt, wird sie infolge der Erdumdrehung von ihrer Bahn abgelenkt. Jeder Punkt der Erde hat am Äquator eine Geschwindigkeit von 465 mps von Westen nach Osten; sie ist unter dem 30. bzw. 60. Breitegrad 430 bzw. 232 mps. Setzt sich nun ein Luftteilchen nordwärts in Bewegung, so behält es außerdem seine nach Osten gerichtete Geschwindigkeit bei; es wird, je weiter es nach Norden kommt, wegen seiner größeren Geschwindigkeit seiner Umgebung vorauseilen, also, wenn man ihm nachschaut, nach Osten abweichen, d. i. rechts von derjenigen Bahn, die es bei ruhender Erde zurücklegen würde. Bewegt es sich umgekehrt nach Süden, so gelangt es in Gegenden mit größerer Geschwindigkeit, es bleibt gegen diese zurück und weicht von der anfangs südlichen Richtung westwärts, also gleichfalls nach rechts ab. Durch entsprechende Überlegungen ergibt sich, daß auf der südlichen Halbkugel eine Ablenkung nach links erfolgt. Aber auch westliche und östliche Luftströmungen werden, was allerdings nicht so leicht einzusehen ist, aus ihrer Richtung in derselben Weise abgelenkt. Im übrigen wächst die Größe der Ablenkung mit der geographischen Breite und der Geschwindigkeit der Luftbewegung. Der englische Astronom **Hadley** hat 1735 als erster auf diese ablenkende Kraft der Erdumdrehung hingewiesen.

Land- und Seewinde. Luftströmungen, wie sie vorhin beschrieben und in den Abb. 22—24 dargestellt wurden, stellen sich an Küsten und größeren Seen insbesondere in der wärmeren Jahreszeit ein; es sind die Land- und Seewinde. Des Vor- und Nachmittags erwärmt sich das Land stärker als das Wasser; die Folge ist ein Abfließen der Luft in der Höhe nach dem Meer. Der Luft-

druck sinkt über dem Lande, steigt über dem Meer, und nun strömt von hier die Luft nach der Küste; es weht der Seewind. Er hat also seinen Ursprung draußen auf der See und bringt gegen die Küste vor. Des Abends und in der Nacht erkaltet das Land stärker als das Wasser, die Luft fließt in der Höhe nach dem Lande, erhöht hier den Druck, während er über dem Meer geringer wird. Die Luft setzt sich vom Lande nach dem Meer in Bewegung; es weht der Landwind. Beide blasen nicht senkrecht zur Küste, sondern schief infolge der Wirkung der Erdumdrehung. Verläuft die Küste von Westen nach Osten, so kommt der Seewind aus NE, der Landwind aus SW. Der Seewind ist in der Regel kräftiger als der Landwind und bringt die kühlere Luft des Meeres nach dem Lande; er dringt nicht weit landeinwärts, weil wegen der verstärkten Reibung seine Kraft schon bald erlischt.

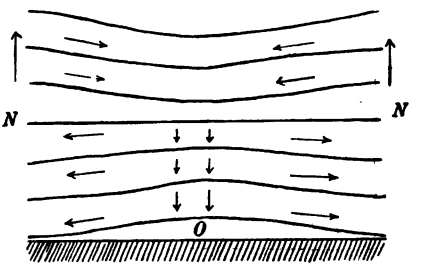

Abb. 24.
Luftströmung über zu kalten Gebieten.
Beharrungszustand.

An der deutschen Ostseeküste hat der Seewind eine Geschwindigkeit von 2—3 mps. Er beginnt nach den Beobachtungen an Leuchtschiffen und auf vorüberfahrenden Dampfern in einer Entfernung von $7\frac{1}{2}$—9 km von der Küste; der Landwind reicht etwa 15 km in die See hinaus. Die vertikale Mächtigkeit dieser Winde festzustellen, ist nur vereinzelt gelungen; ein Ballon, der über dem Lande aufsteigt, muß in der Höhe aufs Meer getrieben und, wenn er rechtzeitig sinkt, von der unteren Gegenströmung wieder nach dem Lande getragen werden. Der französische Luftfahrer Tissandier hat diesen Versuch am Kanal mehrmals ausgeführt. An der deutschen meteorologischen Station auf der Insel Teneriffa konnte nun aus der Flugrichtung von Pilotballons ermittelt werden, daß die obere Grenze des Seewindes zwischen

300 und 800 m, die der Gegenströmung zwischen 900 und 1300 liegt.

Berg- und Talwinde. Auch in Gebirgstälern beobachtet man wie an Küsten im Laufe des Tages einen regelmäßigen Wechsel des Windes; von 9ª bis Sonnenuntergang weht der Wind talaufwärts, am Abend und in der Nacht talabwärts. Es bedeute Abb. 25 den Längsschnitt eines Tales, das von E über F und G nach H ansteigt. Die längeren Luftsäulen — etwa AE — in den unteren Teilen des Tales werden infolge der Erwärmung sich mehr ausdehnen als die oberen kürzeren BF; es wird daher über die Fläche ABH bei A mehr Luft gehoben als bei B. Deshalb nimmt der Druck von A nach H stetig ab, die Flächen gleichen Druckes $A'H$ heben sich unten im Tale und der angrenzenden Niederung. In der Nacht tritt, wie man leicht erkennt, eine Senkung der Flächen gleichen Druckes ein. Tagsüber muß also die Luft in der Richtung des Pfeiles sich bewegen, talaufwärts wehen, es ist der **Talwind**. Er weht also infolge der Bodengestaltung vom wärmeren unteren Ende des Tales gegen das obere kühlere. Nachts strömt die Luft umgekehrt, es weht der **Bergwind**. So kommt in Freiburg i. Br. während der Nacht ein SE-Wind aus den Bergen durch das Höllental, tags weht ein NW-Wind nach dem Tal. Im allgemeinen ist der Talwind kräftiger als der Bergwind.

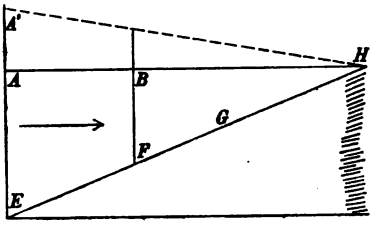

Abb. 25. Berg- und Talwind.

Wer aber einmal das Engadintal besucht, beobachtet dort das Umgekehrte; tags weht der Wind talabwärts von Maloja her oft mit stürmischer Kraft und nachts talaufwärts der Richtung des Tales entsprechend aus N oder NE bzw. aus S. Diese Abweichung hat in der besonderen Geländegestaltung ihren Grund; dem Inntal fehlt der obere Talabschluß, es fällt vielmehr bei Ma-

loja ziemlich steil und unvermittelt nach der Talsohle des Bergell ab. Durch die starke Erwärmung dieses Tales wird so viel Luft über die Schwelle des Malojapasses gehoben, daß sie das Inntal hinabströmt.

Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre. Die durch die allgemeine Luftdruckverteilung (s. S. 93) hervorgerufenen Windströmungen treten naturgemäß am reinsten auf den Ozeanen in die Erscheinung. Auf dem Atlantik und Pazifik findet man (vgl. die Karten im Schulatlas) nördlich des Äquators eine schmale Zone mit Windstillen oder doch sehr schwachen und veränderlichen Winden; es ist der **Kalmengürtel des Äquators**. Er verschiebt sich im Laufe des Jahres etwas und umfaßt auf dem Atlantischen Ozean im September das Gebiet zwischen dem 3. und 11. Breitegrad, bleibt aber stets auf der Nordseite des Äquators. Nördlich von ihm wehen jahraus jahrein nordöstliche Winde mit großer Regelmäßigkeit und der mittleren Geschwindigkeit von 6 bis 8 mps (Stärke 3—4); es ist der **Nordostpassat**. Ihm entspricht auf der südlichen Halbkugel der **Südostpassat**. Die Luft strömt also nicht auf dem kürzesten Wege von dem Gebiet hohen Drucks um den 35. Breitegrad nach dem Äquator, sondern sie weicht nach rechts oder links ab, und so führen uns die Passate aufs schönste die Wirkung der ablenkenden Kraft der Erdumdrehung vor Augen. Ihr Bereich erstreckt sich etwa bis zum 30. Breitegrad der betreffenden Halbkugel; an beide schließt sich nach den Polen zu ein wenig ausgeprägter Streifen mit Windstillen oder umlaufenden Winden an; es sind die **Windstillengürtel der Roßbreiten oder der Subtropen**. Nördlich von ihm herrschen auf unserer Erdhälfte SW- und W-Winde vor, und erst wieder jenseits des Polarkreises werden nordöstliche Winde häufiger. In das System der W-Winde ist insbesondere in der kälteren Jahreszeit Nordwest- und Mitteleuropa einbezogen. Auf der südlichen Halbkugel wehen südlich der Roßbreiten NW- und W-Winde; sie heißen, da sie sehr beständig sind, die **braven Westwinde**. In hohen

südlichen Breiten, so auch an der Station der deutschen Südpolarexpedition, haben aber Ostwinde entschieden das Übergewicht.

Über dem Äquator und dem angrenzenden Windstillengürtel ist die Luft in aufsteigender Bewegung begriffen; sie nimmt aber bald eine östliche Richtung an und hat in großen Höhen eine ganz bedeutende Geschwindigkeit. Da die Luft am Äquator wärmer ist als in höheren Breiten, so müssen hier die Flächen gleichen Druckes am stärksten gehoben werden, so daß ein Druckgefälle nach höheren Breiten entsteht. Die Luft muß folglich in der Höhe nach den Polen abfließen; aus dem Ostwind wird auf der nördlichen Halbkugel wegen der ablenkenden Kraft der Erdumdrehung ein SE-, S- und schließlich ein SW-Wind; er weht über dem NE-Passat in der entgegengesetzten Richtung und heißt Antipassat. Auf der südlichen Halbkugel kommt er aus NW. Das Vorhandensein der Antipassate ergibt sich zweifellos aus Wolkenbeobachtungen sowie aus der Zugrichtung vulkanischer Rauchmassen und von Ballons, die man über dem Atlantik hat steigen lassen.

Die aerologischen Untersuchungen haben nun freilich gelehrt, daß das System der Luftbewegungen doch nicht so ganz einfach ist. Der NE-Passat reicht vom Meeresspiegel nur bis etwa 1000 m, und darüber findet man zuerst noch einen NW-Wind, also einen Wind, der gleichfalls zum Äquator weht, ehe die Strömung des Antipassates beginnt. Diese Zone der NW-Winde wird mit Annäherung an den 30. Breitegrad immer mächtiger, und so rückt die untere Grenze des Antipassates von etwa 1800 m bei den Kap-Verde-Inseln bis etwa 3000 m bei den Kanaren empor. Es ist das Verdienst Hergesells, des vielgenannten Begleiters Zeppelins auf dessen berühmten Luftfahrten, jenen NW-Wind zuerst nachgewiesen zu haben. Bemerkenswert ist, daß in 8° südl. Br. zwischen dem SE-Passat und dem Antipassat aus NW ein SW-Wind festgestellt wurde, der also dem NW-Wind der Nordhalbkugel entspricht.

Der Antipassat geht nicht über den 30. oder 35. Breitegrad hin-

aus, wo er bereits zu einem W-Wind geworden ist. Weil aber in der Höhe stetig Luft zufließt und die Breitengrade kleiner werden, so stauen die Luftmassen und rufen den hohen Luftdruck jener Breiten hervor; sie müssen herabsinken und strömen unten im Passat wieder dem Äquator zu. Wir haben somit einen geschlossenen Kreislauf zwischen dem Äquator und den Roßbreiten. Ein Teil der Luftmassen wendet sich nun polwärts; es sind das die vorherrschenden SW- und W-Winde unserer Gegenden. Auf welchem Wege aber die Luft in der Höhe wieder zurückgeführt wird, ist noch nicht aufgeklärt, und darüber sind mehrere Theorien aufgestellt worden. Teisserenc de Bort und Hildebrandson nehmen auf Grund von Wolkenbeobachtungen und der Flugrichtung von Ballons an, daß in der Arktis die Luft wieder emporsteigt und oben als NW-Wind den Roßbreiten zufließt; demnach erhielte der subtropische Gürtel hohen Druckes von zwei Seiten Zufluß, durch jene NW-Strömung auf der Nordseite und den Antipassat auf der Südseite. Noch lückenhafter sind unsere Kenntnisse über den Luftaustausch in den hohen südlichen Breiten.

Auf dem Indischen Ozean werden die Verhältnisse durch das asiatische Festland wesentlich geändert. Zwar besteht südlich des Äquators dasselbe Windsystem, wie es vorhin beschrieben wurde; aber im übrigen hat die große Luftdruckschwankung über dem Lande und dem Meere jahreszeitliche Luftströmungen zur Folge, wie wir sie in gleicher Großartigkeit nirgendwo auf der Erde antreffen. Im Sommer ist der Luftdruck in Indien viel tiefer als über dem Ozean, und so muß denn die Luft dem Festlande zufließen; es weht der Südwestmonsun. Da die Luftdruckzunahme bis zum 30. Grad südl. Br. anhält, so tritt auch der SE-Passat über den Äquator, wird zum S- und endlich SW-Wind und nährt so den SW-Monsun Indiens. Wir haben derart eine einheitliche gewaltige Luftströmung von 30° südl. bis 30° nördl. Br. Im Winter dagegen hat das Land höheren Druck als das Meer, und die Luft strömt nach dem Meere; es entwickelt sich der Nordostmonsun,

der bis zum Äquator reicht und vom SE-Passat durch einen schmalen Kalmengürtel getrennt ist. Auch Ostasien hat seine Monsunwinde; sie wehen im Sommer aus SE vom Meere, im Winter aus NW vom Lande her. Die Monsune sind echte Land- und Seewinde, erzeugt durch die ungleiche Erwärmung von Land und Wasser und der dadurch hervorgerufenen Druckunterschiede. Nur haben unsere Küstenwinde eine tägliche, die Monsune eine jährliche Periode.

Mit der allgemeinen Zirkulation steht in innigem Zusammenhang die Niederschlagsverteilung auf der Erdoberfläche. Im Kalmengürtel, wo die wasserdampfreiche Luft in die Höhe steigt, sind die besten Bedingungen zur Kondensation gegeben, ebenso da, wo die feuchtwarmen Passate und Monsune landeinwärts wehen und allmählich emporsteigen. Daher ist die Zone zwischen den Wendekreisen die regenreichste der Erde; zahlreich sind die Orte, wo jährlich mehr als 4000 mm fallen. Am Fuße des Kamerunberges zu Debundja beträgt die Jahressumme etwa 10500 mm und zu Cherrapundji auf den Khasiabergen in Indien sogar 11700 mm. Hier ist auch die größte je beobachtete Tagesmenge, nämlich 1036 mm gefallen. Auf den Ozeanen freilich, wo den Passaten die Gelegenheit fehlt in die Höhe zu steigen — abgesehen da, wo sich ihnen gebirgige Inseln in den Weg stellen — ist die Regenmenge gering. In den Roßbreiten, dem zweiten Kalmengürtel, sinkt die Luft herab, und daher herrscht Trockenheit; ein Gürtel mit geringer Regenmenge schlingt sich in etwa 35° Br. auf beiden Halbkugeln rings um die Erde, und in ihm gibt es Gegenden, wo jahrelang kein Tropfen Regen fällt. In diese Trockenzone reicht auch ein großer Teil von Deutsch-Südwestafrika; Lüderitzbucht hat eine jährliche Regenmenge von 13 mm. In der gemäßigten Zone ist die Niederschlagsmenge im allgemeinen wieder größer infolge der häufigen atmosphärischen Störungen. Jenseits der Polarkreise überwiegen die Niederschläge in fester Form; sie liefern geringe Wassermengen, da die durchweg tiefen Temperaturen nur geringe Dampfmengen zulassen. Die Jahressumme sinkt unter 250 mm herab.

Das Wetter.

(Die Zyklonen und Antizyklonen.)

Das Zuſammenwirken aller meteorologiſchen Elemente bedingt das, was wir Wetter nennen. Mit dem Worte Wetter verbinden wir unwillkürlich den Begriff des Veränderlichen, Unbeſtändigen, Launenhaften; aber trotzdem hegen wir ſtets den Wunſch, zu erfahren, welches Wetter in den nächſten Tagen, ſelbſt in den nächſten Wochen oder Monaten zu erwarten iſt. Es gab Zeiten, wo man aus der Stellung der Himmelskörper das Wetter erkennen zu können meinte; auch heute iſt der Glaube an einen Einfluß des Mondes auf das Wetter noch weit verbreitet, und ebenſo ſchwören noch manche auf die ſog. Wetter- und Bauernregeln. Viele dieſer Regeln ſind ja Jahrhunderte alt und haben ſich von Geſchlecht zu Geſchlecht fortgeerbt; aber nichtsdeſtoweniger ſind die meiſten ohne Wert oder gar ſinnlos, — es ſei erwähnt „grüne Weihnachten, weiße Oſtern", was ſicher ebenſo oft verkehrt wie richtig ſein wird.

Wenn wir aufmerkſam längere Zeit hindurch die Vorgänge im Luftmeer verfolgen, erkennen wir in dem ſteten Wechſel gewiſſe Geſetzmäßigkeiten. Wir beobachten, daß öſtliche Winde meiſt ſchönes, im Sommer warmes, im Winter kaltes Wetter, weſtliche dagegen Regen und Schnee bringen; die tiefſten Barometerſtände ſehen wir bei weſtlichen und ſtarken Winden eintreten. Jeder Wind, ſo finden wir bald heraus, hat ein beſtimmtes Wetter, und es hat etwas für ſich, aus den Änderungen der Windrichtung das kommende Wetter vorherzuſagen.

Mit größerer Sicherheit läßt ſich aus dem Fallen und Steigen des Barometers ein Schluß auf die Geſtaltung des Wetters ziehen. Raſches und anhaltendes Fallen deutet auf Regen und Sturm, und ſchon der bekannte Bürgermeiſter von Magdeburg, der Erfinder der Luftpumpe, Otto von Guericke, hat eine barometriſche Wettervorherſage aufgeſtellt. Er ſchreibt in ſeinem 1661

erschienenen Werk „experimenta nova“ (d. h. neue Versuche): Als im vorigen Jahr jener große Sturm stattfand, habe ich jedenfalls nach einem kurz zuvor erwähnten Versuch jene einzigartige und außerordentliche Erniedrigung des Luftdrucks bemerkt, die so über alles gewohnte Maß hinausging, daß der Flüssigkeitsspiegel um die Breite des kleinen Fingers unter den untersten bis dahin auf der Glasröhre vermerkten Stand herabsank. Nachdem ich dies gesehen hatte, verkündete ich den Anwesenden öffentlich, daß zweifellos irgendwo ein schwerer Sturm ausgebrochen sei. Kaum waren zwei Stunden danach vergangen, als jener Sturmwind auch über unsere Gegend hereinbrauste, wenn er auch hier nicht so gewaltig wütete wie auf dem Ozean. — Es war das der Sturm vom 6. Dezember 1660.

Ein Verlaß ist indes auch auf das Barometer nicht, und wie schon bemerkt, haben die Aufschriften keinen Sinn, da es nicht selten bei hohem Stande regnet und bei tiefem schön und angenehm sein kann. Eine Wettervorhersage allein auf Grund der lokalen Beobachtungen des Barometers steht auf schwachen Füßen. Wir müssen vielmehr die gleichzeitig über Europa herrschenden meteorologischen Verhältnisse kennen, und wir kommen dann zu dem Ergebnis, daß die Luftdruckverteilung über unserm Erdteil ausschlaggebend für die Gestaltung des Wetters ist. Bei der Veränderlichkeit des Wetters ist es klar, daß nur eine rasche Berichterstattung der meteorologischen Elemente ferner Orte Erfolge in der Wettervorhersage erwarten läßt; telegraphische Mitteilung ist also unbedingt erforderlich.

Wettertelegraphie und Wetterkarten. Den Anstoß zur Wettertelegraphie gab ein elementares Ereignis. Während des Krimkrieges richtete am 14. November 1854 ein schwerer Sturm auf dem Schwarzen Meere an der englischen und französischen Flotte großen Schaden an. Leverrier, der Direktor der Pariser Sternwarte, untersuchte den Sturm und stellte fest, daß das Unwetter an vielen Orten Europas tobte, ehe es den Kriegsschauplatz

erreichte; eine Benachrichtigung auf telegraphiſchem Wege, ſo folgerte er, hätte manches Unheil verhüten können. Die Frucht dieſer Unterſuchung war die Einrichtung eines Wetterdienſtes in Frankreich; andere Staaten folgten bald nach. Auf deutſchem Boden war es die in Hamburg gegründete, anfangs norddeutſche, ſpäter Deutſche Seewarte, die 1875 einen ſolchen Dienſt ins Leben rief. Sie erhält jeden Tag von etwa 80 Orten die wichtigſten Beobachtungen von 8 Uhr morgens und dem Abend des Vortages, und ſchon bald nach 9 Uhr ſind alle Zahlen zuſammengeſtellt, ſo daß ſie weiter an Zeitungen, Hafenorte und ſtaatliche Wetterdienſtſtellen telegraphiert werden können. Zur Erſparnis von Zeit und Geld ſind die Depeſchen nach einem vereinbarten Schlüſſel abgefaßt. Jedes Telegramm beſteht aus drei Gruppen zu je 5 Ziffern:

BBBWW SHTTA RB'B'VN

Um mit der letzten für unſere Betrachtungen minderwichtigen Gruppe zu beginnen, ſo bedeutet R die Regenmenge der letzten 24 Stunden nach Stufen — 0 kein Regen, 3 3—6 mm, 6 13 bis 20 mm Niederſchlag uſw. —, B'B' den auf den Meeresſpiegel reduzierten Luftdruck am Abend des vorhergehenden Tages in ganzen Millimetern unter Weglaſſung der erſten 7, V den Witterungsverlauf am vorhergehenden Tag — 4 vormittags Niederſchlag, 7 Gewitter, 9 anhaltend Niederſchlag uſw. —, N endlich die laufende Nummer des Ortes. Die beiden erſten Zahlen bedeuten nun der Reihe nach

BBB den Luftdruck unter Weglaſſung der erſten 7

WW die Richtung des Windes nach 16 Strichen — 02 NNE, 04 NE, 20 SW, 30 NNW, 32 N, 00 Windſtille. Iſt der Luftdruck im Fallen begriffen, ſo wird jede Zahl um 50 erhöht.

S die Windſtärke nach der Skala von Beaufort,

TT die Temperatur; iſt ſie unter Null, ſo wird 50 addiert,

H die Himmelsanſicht: 0 wolkenlos, 1 heiter, 2 halbbedeckt, 3 wolkig, 4 bedeckt, 5 Regen, 6 Schnee, 7 Dunſt, 8 Nebel, 9 Gewitter,

A die Anzahl Millimeter, um die der Luftdruck in den letzten drei Stunden vor der Beobachtung gestiegen oder gefallen ist. Ist er gefallen, so wird zu WW 50 addiert.

Die Telegramme

a) 63412 32064

b) 45272 56532

lauten also entziffert

a) Barometer 763,4 mm, Wind SE 3, Himmelsansicht halb bedeckt, Temperatur + 6°, Luftdruck um 4 mm gestiegen

b) 745,2 mm, WSW 5, Schnee, — 3°, Barometer um 2 mm gefallen.

Diese Daten werden zunächst übersichtlich zusammengestellt; in der Zahlentafel 3 sind die wichtigsten für den 28. Februar 1911 enthalten. Sie bilden die Grundlage zum Zeichnen der Wetterkarten, aus der man mit einem Blick den Witterungszustand über Europa erkennen kann.

Wie wird nun eine solche Wetterkarte hergestellt? Wir bezeichnen auf einer geographischen Karte die einzelnen Orte durch einen Kreis; er wird ausgefüllt (●), wenn der Himmel bedeckt ist, bleibt leer (○), wenn er wolkenlos ist. Die Zwischenstufen kennzeichnen wir so: ◔ heiter, ◑ halbbedeckt, ◕ wolkig; daneben werden folgende Zeichen gesetzt: • Regen, * Schnee, ∞ Dunst, ≡ Nebel, ↯ Gewitter. An die Stationskreise setzen wir einen Pfeil, der mit dem Winde fliegt. Die Fiedern des Pfeiles geben die Windstärke an, und zwar bedeuten etwa 2 große Stärke 4, 2 große und 1 kleine Stärke 5. Endlich verbindet man alle Orte mit demselben Luftdruck miteinander und erhält die Isobaren (siehe auch S. 93). Man beschränkt sich aber, um das Bild nicht zu linienreich zu machen, auf Zeichnung der Isobaren von 5 zu 5 mm (765, 760, 755 usw.); die Gegenden mit dem höchsten und tiefsten Druck werden durch die Worte: Hoch und Tief besonders hervorgehoben. Linien gleicher Temperatur, Isothermen, pflegt man nicht in diese Karten einzutragen; sie würden die Übersicht zu

sehr stören, da sie einen viel unregelmäßigeren Verlauf als die Isobaren haben; doch empfiehlt es sich, neben den Stationskreisen die Temperaturzahlen einzutragen.

Die erste deutsche Wetterkarte wurde am 16. Februar 1876 von der Deutschen Seewarte herausgegeben. Seit 1906 haben bei uns die Wetterkarten eine weite Verbreitung gefunden dank der Einrichtung eines staatlichen Reichswetterdienstes. Es gibt gegenwärtig 15 Hauptwetterdienststellen, davon 10 in Preußen, die zum Norddeutschen Wetterdienst vereinigt sind. In jedem der 15 Bezirke bestehen noch mehrere Nebendienststellen; alle Stellen entwerfen Wetterkarten und sorgen für rasche Verbreitung in ihrem Bezirk. Die Wettervorhersage selbst wird nur an den Hauptdienststellen aufgestellt und den Nebenstellen wie Postämtern drahtlich mitgeteilt.

Nach diesen Vorbemerkungen betrachten wir die Wetterkarte vom 1. März 1911 (Abb. 29). An der mittleren Küste Norwegens und über dem Meere westlich davon ist der Luftdruck am niedrigsten; er beträgt in Christiansund und Bodö nur 735 mm. Nach allen Seiten, namentlich aber nach Südwesten nimmt er zu und erreicht in Südeuropa seinen höchsten Stand; hier hat Biarritz 771 mm. Man nennt die Gebiete mit niedrigem Luftdruck Zyklonen, vielfach auch Tiefdruckgebiete, barometrische Minima oder Depressionen, die Gebiete mit hohem Luftdruck heißen Antizyklonen, Hochdruckgebiete oder barometrische Maxima. Unsere Karte zeigt also, um diese Ausdrucksweise zu gebrauchen, eine Zyklone über dem Nordmeer, deren Kern, d. i. die Stelle mit tiefstem Druck von weniger als 735 mm, westlich von Norwegen liegt; eine Antizyklone liegt über Spanien, eine zweite im Innern Rußlands.

Vergleichen wir die Richtung des Windes mit dem Verlauf der Isobaren, so finden wir, daß der Wind von Orten höheren Druckes nach solchen mit niedrigerem strömt. Rings um den Kern der Zyklone weht die Luft nach innen, aber wegen der ab-

lenkenden Kraft der Erdumdrehung nach rechts abgelenkt. Auf der Nordseite einer Zyklone treffen wir also nördliche bis östliche Winde — in Bodö weht E5 —, auf der Südseite südliche bis westliche Winde, wie die deutschen Stationen zeigen — man beobachte den Unterschied: Memel SSE5 und Borkum WNW4 —, auf der Westseite nordwestliche Winde — Dunroßneß und Thorshavn melden NW. In einem Hochdruckgebiet wehen im allgemeinen schwache und veränderliche Winde, wie auf der Karte

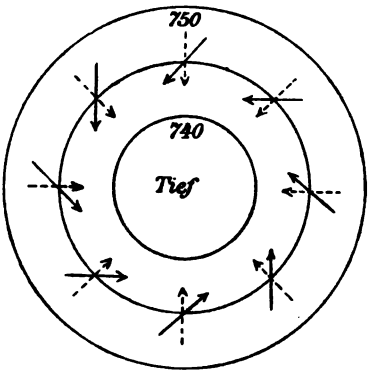

Abb. 26.
Windrichtung im Umkreis einer Zyklone.

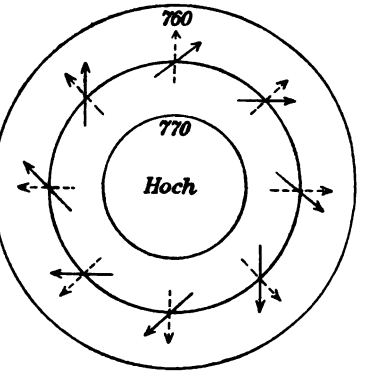

Abb. 27.
Windrichtung im Umkreis einer Antizyklone.

vom 28. Februar ersichtlich ist; die Luft strömt aus ihm auf allen Seiten nach außen. Auf der nördlichen Seite z. B. herrschen also südliche Winde, die ebenfalls etwas nach rechts abgelenkt sind. Die Abb. 26 und 27 stellen die Luftströmungen im Umkreis einer Zyklone und Antizyklone dar. Wir zeichnen die Isobaren der Übersichtlichkeit wegen kreisförmig; in Wirklichkeit ist die innerste Isobare fast stets elliptisch. Unsere Figuren lehren, daß das Hochdruckgebiet von den Winden (ausgezogene Pfeile) im Sinne der Drehung des Uhrzeigers, das Tiefdruckgebiet in entgegengesetztem Sinne umkreist wird. Die erörterten Gesetzmäßigkeiten hat zuerst der niederländische Meteorologe Buys Ballot in ihrer Trag-

weite für die Wettervorhersage erkannt. Man kann sie mit ihm auch so aussprechen:

Stellt sich ein Beobachter so in die Windrichtung, daß er den Wind im Rücken hat, so liegt die Gegend des

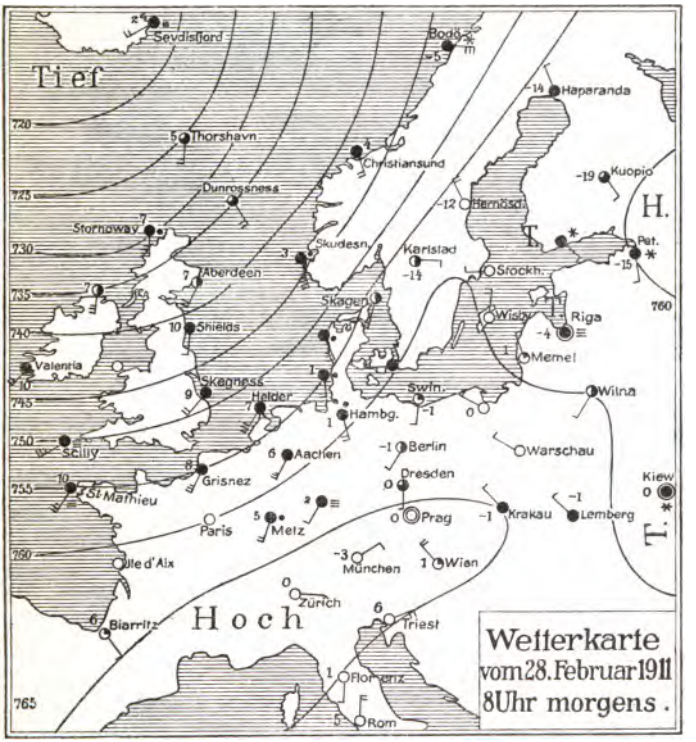

Abb. 28. Wetterkarte vom 28. Februar 1911.

tiefsten Druckes stets zu seiner Linken, die Gegend mit dem höchsten Druck zu seiner Rechten. Das ist das barische Windgesetz (für die nördliche Halbkugel).

Die Zyklonen oder die barometrischen Minima. Wir wollen nunmehr etwas genauer die Wetterkarten vom 28. Februar

und 1. März 1911 (Abb. 28 u. 29) ſtudieren. Ein ausgebreitetes Tiefdruckgebiet liegt bei Island; Seydisfjord an der Oſtküſte hat nur 719 mm Luftdruck und weiter im Innern dürfte er wohl noch niedriger ſein. Auf den Faröern beträgt er 725 mm,

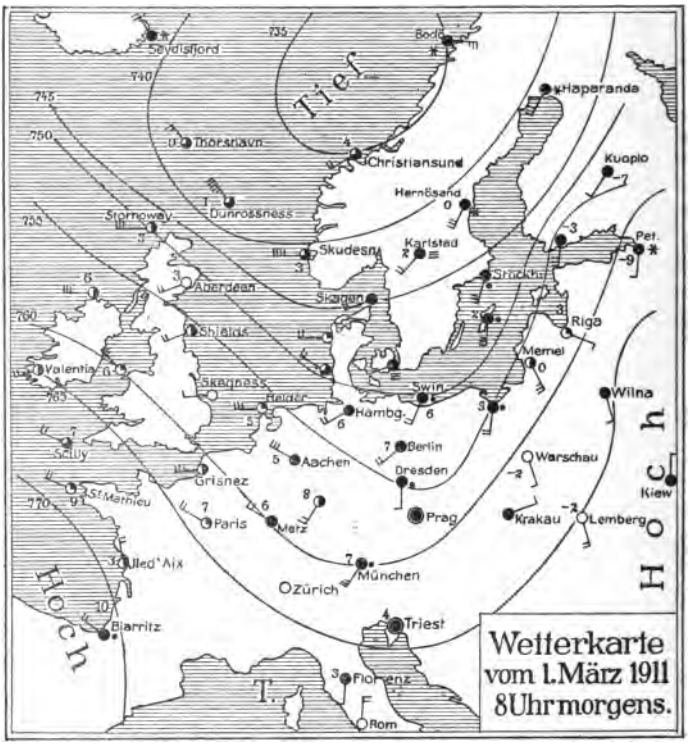

Abb. 29. Wetterkarte vom 1. März 1911.

an der deutſchen Küſte ſteht das Barometer in Hamburg auf 759, zu Swinemünde auf 762 mm. Ein zweites Tiefdruckgebiet liegt nördlich des Schwarzen Meeres — Kiew 755 mm — und ferner zeigen ſich wenig ausgeſprochene ſog. flache Minima bei Riga und Helſingfors im Oſtſeegebiete. Öſtlich von dieſen liegt hoher

Druck, und eine andere Antizyklone dehnt sich von Spanien über die Alpen bis gegen Ungarn hin aus. An der Küste Norwegens weht der Wind aus E bis SSE, zu Thorshavn aus S, auf den britischen Inseln aus S bis SW ganz im Einklang mit dem barischen Windgesetz. Die deutschen Ostseestationen liegen indes noch nicht im Bereiche der großen Zyklone.

Am folgenden Tage treffen wir den tiefsten Druck mit 735 mm an der norwegischen Küste. Die Zyklone hat sich also in der Richtung ESE fortbewegt und in 24 Stunden etwa 1200 km zurückgelegt; die Geschwindigkeit beträgt also in runder Zahl 50 km in der Stunde. Alle Zyklonen verändern ihren Ort, und zwar wandern sie stets von W nach E, sehr oft mit einer Abweichung nach N oder S zu. Ihre Bildungsstätte ist der Atlantische Ozean; sie machen ihren Einfluß daher zuerst an den Westküsten geltend, so daß hier telegraphisch berichtende Stationen von besonderer Wichtigkeit sind. Die Kabelverbindung mit Island im Jahre 1905 bedeutete daher einen ganz wesentlichen Fortschritt für die Wettervorhersicht; auch die drahtlose Telegraphie wird in Zukunft noch wertvolle Dienste leisten, da es jetzt schon möglich ist, Nachrichten durch die zwischen Europa und Amerika verkehrenden Dampfer von mehreren tausend Kilometern Entfernung nach dem Festland zu senden. Im Inneren unserer Zyklone ist der Luftdruck von 719 auf 735 mm gestiegen. Auch das umgekehrte Verhalten tritt oft ein, der Druck sinkt, die Zyklone vertieft sich. Island, die Faröer und die Hebriden liegen nunmehr auf der Rückseite; hier ist das Barometer ziemlich stark gestiegen, zu Seydisfjord von 719 auf 741 mm, zu Thorshavn von 725 auf 738 mm, zu Stornoway von 729 auf 750 mm, d. i. um 22, 13 bzw. 21 mm in 24 Stunden. Gleichzeitig ist der Wind fast in die entgegengesetzte Richtung umgeschlagen, er weht zu Thorshavn aus NNW. Über der Ostsee aber und noch beträchtlicher in Schweden hat bei Annäherung der Zyklone der Luftdruck abgenommen; diese Gebiete liegen auf der Vorderseite. Am 28.

zeigte zu Hernösand das Barometer auf 757, am 1. auf 741 mm. Nähert sich also einem Orte ein Tiefdruckgebiet, so nimmt der Luftdruck ab, entfernt es sich, so nimmt er zu. An der deutschen Küste hat sich der Wind mehr oder weniger nach W gedreht; sie ist jetzt ganz in den Wirkungsbereich der Zyklone einbezogen.

Im Umkreis einer Zyklone sind die Abstände der Isobaren und somit die Druckunterschiede keineswegs gleichmäßig. Man bezeichnet nun den Druckunterschied auf den Meridiangrad oder 111 km senkrecht zur Richtung der Isobaren als den barometrischen Gradienten. Je näher die Isobaren aneinanderliegen, desto größer ist der Gradient; am 28. beträgt er bei Skagen nach NW ziemlich genau in der Richtung nach Skudesnes ungefähr 3,8 mm. Die Strecke Skagen-Skudesnes ist 350 km, der Druckunterschied 12 mm, also ist zu berechnen $(12 \times 111) : 350 = 3{,}8$ mm. Auf dem Meere zwischen den Farörn und Island finden wir einen Gradienten von 1,2 mm. Unsere Wetterkarten lehren nun, daß die Windstärke um so größer ist, je stärker das Druckgefälle oder der Gradient ist; demselben Gradienten wird aber wegen der Reibung der Luft am Boden über dem Lande eine geringere Geschwindigkeit entsprechen als über dem Meere. Der Gradient hat für die Luftbewegung dieselbe Bedeutung wie für einen Fluß die Neigung seines Bettes; je stärker das Gefälle ist, desto schneller die Strömung. Wir treffen daher auch bei Skudesnes stürmischen Wind, zwischen Island und den Farörn nur schwache Luftbewegung.

Sehen wir uns nun noch kurz die Temperaturverhältnisse an. Am 28. haben die schwedischen Stationen bei meist heiterem Himmel Frost; Stockholm meldet bis -6^0, Karlstad -14^0. Am folgenden Tage, als sie in nächster Nähe des Kernes der Zyklone liegen, ist die Temperatur unter dem Einfluß der südlichen Winde erheblich gestiegen, zu Karlstad auf $+2$, d. i. um 16^0. Entgegengesetzte Änderungen finden wir auf der Rückseite der Zyklone. Zu Thorshavn ist die Temperatur von 5^0 auf 0^0 gesunken, als nach dem

Vorübergange der Zyklone nordwestliche Winde sich einstellten, die kühlere Temperaturen aus dem Norden zu bringen pflegen. Auch auf den britischen Inseln tritt Temperaturfall vom 28. zum 1. ein, zu Shields geht die Temperatur von 10° auf 3° herab.

Wir haben schon hervorgehoben, daß die Luft von Orten höheren Druckes nach solchen mit niedrigerem fließt; das Druckgefälle oder der Gradient ist die bewegende Kraft. Dadurch aber, daß die Bewegungen auf einer sich um ihre Achse drehenden Erdkugel stattfinden, wird die Luft vom kürzesten Wege nach rechts auf der nördlichen Halbkugel abgedrängt; sie bewegt sich wirbelförmig nach dem Inneren der Zyklone (Abb. 30). Da nun die Bewegung in einer gekrümmten Bahn verläuft, so tritt noch die Zentrifugal- oder Fliehkraft auf; sie hat das Bestreben, die Luft stets in der Richtung der Tangente an die Bahn weiter zu treiben und wirkt daher in gleichem Sinne wie die Erdumdrehung, vergrößert also die Ablenkung. Noch eine vierte Kraft ist tätig, nämlich die Reibung; sie wirkt der Bewegung entgegen und verlangsamt sie. Die Richtung AC (Abb. 31) des Windes bildet demnach mit der des Gradienten AB einen Winkel, der **Ablenkungswinkel** genannt wird; er ist im wesentlichen durch die Erdumdrehung bedingt. Umgekehrt liefern uns die täglichen Wetterkarten, auf denen die Ablenkungen der Winde ja ganz unverkennbar sind, einen Beweis für die Achsendrehung der Erdkugel. Aus der Windrichtung und ihrer Abweichung vom Gradienten können wir oft mit großer Wahrscheinlichkeit das Herannahen einer Zyklone vom Ozean er-

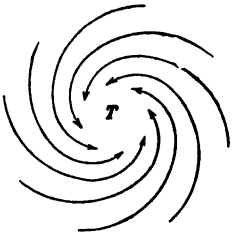

Abb. 30.
Luftströmungen in einer Zyklone.

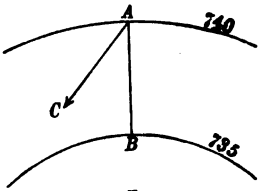

Abb. 31.
Gradient und Ablenkungswinkel.

kennen; wehen z. B. auf den Scilly-Inseln lebhafte Winde aus SE, so folgt daraus, daß östlich ein Tiefdruckgebiet sich befindet.

Die Ablenkungswinkel sind im Umkreis der Zyklone verschieden; sie sind auf der Vorderseite kleiner als auf der Rückseite, d. h. aber, auf der Vorderseite erfolgt das stärkste Einströmen der Luft nach dem Innern. Auch ist der mittlere Ablenkungswinkel über dem Lande viel kleiner als über dem Meere; er beträgt 40 bis 50°, auf dem Ozean (Thorshavn) fast 80°, auf der Rückseite sogar 90°, die Luft strömt also hier in der Richtung der Isobaren. Überstiege er 90°, so würde die Luft von der Zyklone nach außen wehen. Der Grund für die kleineren Gradienten über dem Lande ist in der Reibung an den Unebenheiten des Bodens zu suchen; trifft das zu, dann muß auch mit der Höhe über dem Boden der Ablenkungswinkel größer werden, weil die Reibung geringer wird. In der Tat dreht die Flugrichtung von Ballons immer mehr nach rechts und fällt schließlich fast mit dem Lauf der Isobaren zusammen; der Ballon hat den niedrigen Druck stets zur Linken.

Da die Luft nach dem Innern der Zyklone hinströmt, so wäre dort natürlich die Luftverdünnung — der niedrige Druck im Innern ist ja die Folge eines Luftmangels — bald ausgeglichen, wenn nicht Kräfte im Spiel wären, die die Luftverdünnung zu erhalten strebten. Sie suchen die Luft wieder zu entfernen, und das kann nur in der Weise geschehen, daß die Luft im Innern aufsteigt und in der Höhe abfließt. Registrierballons, die an der Vorderseite einer Zyklone aufsteigen, 10 km erreichen und in dieser Höhe eine Zeitlang verweilen, fallen östlich vom Aufstiegsort nieder und zeigen so deutlich das Ausströmen der Luft in diesen Höhen. Dasselbe zeigen die Bewegungen der Zirruswolken. Die Ablenkungswinkel in bezug auf den Gradienten unten betragen auf der Vorderseite etwa 130°, auf der Rückseite 100°, d. h. ringsum strömt die Luft nach außen, am stärksten auf der Vorderseite, wo auch die Luft am stärksten unten einströmt.

Auf der Vorderseite einer Zyklone bringen die südlichen Winde warme Luft herbei, auf der Rückseite die nordwestlichen und nördlichen kühle, so daß ein ausgesprochener Temperaturgegensatz zwischen der Vorder- und Rückseite einer Depression besteht: die Vorderseite ist warm, die Rückseite kalt. Im Innern führt die aufsteigende Luftbewegung zur Kondensation des Wasserdampfes; hier fallen Niederschläge, und der Himmel ist stark bewölkt. Das gilt im allgemeinen auch für die Vorderseite, auf der Rückseite lassen indes die Niederschläge nach, und der Himmel heitert auf.

Da die Tiefdruckgebiete wandern, so muß für jeden Ort beim Herannahen und Wegziehen eine bestimmte Aufeinanderfolge der Witterungszustände die Regel sein. Geht der Kern der Zyklone über den Ort selbst oder zieht er in nächster Nähe vorüber, so kehren im Augenblick des Vorüberganges alle meteorologischen Elemente um. Bei Herannahen einer Depression weht bei uns zunächst der Wind aus SE, und das Barometer beginnt langsam zu sinken. Aber oft schon vorher zeigen sich am blauen Himmel feine Zirrusfäden, die auf der Vorderseite viele hunderte Kilometer der Depression vorausziehen. Rückt die Zyklone näher, so frischt der Wind auf und dreht über S nach SW. Der Luftdruck nimmt schneller ab, und in der kälteren Jahreszeit weicht der Frost milden Temperaturen. Die faden- oder federförmigen Zirren verdichten sich zu Zirro-Strati, die als zusammenhängende Schicht von noch weißer Färbung den Himmel überziehen. In diesem zarten Wolkenschleier entstehen große farbige Kreise oder Ringe um Sonne und Mond. Das sind die ersten Vorboten des kommenden schlechten Wetters. Doch auch diese Wolkenschicht macht allmählich einer grauweißen dichteren Platz, durch die die Sonne nur noch als schwach leuchtender Lichtfleck zu erkennen ist. Unter dieser einförmigen Schicht erscheinen bald grauschwarze Nimbi, anfangs einzelne Fetzen, dann aber in immer größerer Menge, so daß sie die höheren Wolken verdecken. Es beginnt zu regnen; der Niederschlag nimmt in dem Maße an Stärke zu, wie sich die Zyklone

nähert. Das Barometer fällt immer noch; hat es aber seinen niedrigsten Stand erreicht und beginnt es wieder zu steigen, dann dreht sich der Wind allmählich nach W bis NW unter fortgesetztem Auffrischen. Nicht selten springt der Wind, gerade wenn das Barometer am tiefsten steht, in einer mehr oder weniger heftigen Böe nach NW; die Niederschläge haben jetzt ihre größte Stärke erreicht und werden, indem die Wolkendecke zerreißt, plötzlich unterbrochen. Ein ganz neuer Witterungszustand ist mit einem Mal eingetreten: blauer Himmel wechselt rasch mit schwerem Kumulusgewölk, aus dem bei böigem rasch anschwellendem und plötzlich nach nördlichen Richtungen springendem Winde und bei sprungweisem oft schnellem Sinken des Thermometers heftige, aber meist nur kurze Zeit andauernde Regen-, Schnee- und Graupelschauer herniederstürzen. Das Barometer, das vorher seinen tiefsten Stand erreicht hatte, steigt, oft mit außergewöhnlicher Geschwindigkeit. Allmählich werden die Böen seltener, die Winde schwächer, die Niederschläge fallen immer spärlicher und hören dann ganz auf; die Bewegungen des Barometers werden langsamer, und nach längerer oder kürzerer Zeit heiterer ruhiger Witterung macht in der Regel eine im Westen erscheinende neue Depression ihren Einfluß geltend.

Wir beobachten also, daß die Windrichtung von SE über S nach NW umgeht; der Wind dreht sich mit der Sonne. Das ergibt sich ohne weiteres aus dem barischen Windgesetz. Liegt der Kern der Zyklone westlich von uns, so müssen SE-Winde wehen, liegt er nördlich, so muß der Wind aus SW blasen, liegt er nordöstlich, so müssen W-Winde die Folge sein. Bewegt sich also das Tiefdruckgebiet von W nach NE, so muß sich die Windfahne von SE über S nach W und NW drehen. Diese Art der Drehung ist aber kein allgemeines Naturgesetz, wie man früher lange Zeit glaubte, vielmehr gilt sie nur für die rechte Seite der nach Osten ziehenden Zyklonen; auf der linken Seite dreht, wie man leicht erkennt, der Wind gegen die Sonne.

Wenn wir die Bahnen, die die barometrischen Minima einschlagen, auf den Wetterkarten einzeichnen, so finden wir bald, daß gewisse Richtungen bevorzugt werden; die Zyklonen wandern auf bestimmten Zugstraßen. Sie liegen größtenteils nördlich von uns, und so kommt es, daß in unseren Gegenden die Rechtsdrehung des Windes fast zur Regel wird. Van Bebber, der sich am eingehendsten von allen Meteorologen mit diesem Wissenszweig befaßt hat, und dessen Veröffentlichungen auch die vorige Skizze über die Änderung des Wetters entnommen ist, unterscheidet fünf Zugstraßen der barometrischen Minima; jede beeinflußt die Witterung Deutschlands in ganz bestimmter Weise.

Zugstraße I beginnt im NW von Schottland und führt nordöstlich über den Polarkreis hinaus ziemlich genau in der Richtung nach Bodö, um sich dann in vier Straßen zu teilen. Eine von ihnen geht südöstlich über Finnland nach dem Innern Rußlands. Diese Zugstraße bringt für Deutschland meist trockenes, wenn auch bewölktes Wetter; sie wird in allen Jahreszeiten sehr häufig besucht.

Die Zugstraßen II und III haben ihren Ursprung auf dem Ozean zwischen Schottland und Island. Die erstere geht dann über die Faröer und weiter in fast östlicher Richtung über Skandinavien nach dem Finnischen Meerbusen; die letztere führt südostwärts nach dem Skagerrak, Südschweden und dem Innern von Rußland, kreuzt also auch die deutsche Ostseeküste — Zugstraße IIIa. Nicht selten biegt bei Südschweden die Richtung nach NE um — Zugstraße IIIb. Alle diese Zugstraßen gehören vorzugsweise der kälteren Jahreszeit an; sie bringen lebhaften bis stürmischen Wind, viel Bewölkung und Niederschlag, auf der Rückseite böige Winde mit Regen-, Schnee- und Graupelschauern.

Die Zugstraße IV nimmt ihren Anfang im SW der britischen Inseln und führt über das Skagerrak — Zugstraße IVa — oder über die Helgoländer Bucht — Zugstraße IVb — in nordöstlicher Richtung nach Finnland. Sie wird im wärmeren Halb-

jahr am meisten besucht; rasche Wechsel von warmem heiteren Wetter mit kühlem regnerischen begleiten die Zyklonen dieser Zugstraße. Gewitter sind im Sommer sehr häufig, insbesondere wenn sich auf der SE- oder S-Seite Ausbuchtungen der Isobaren, Gewittersäcke genannt, zeigen. Im Winter wird die Zugstraße selten eingeschlagen, verursacht dann aber schwere West- und Nordweststürme, die an der Nordseeküste Sturmfluten hervorrufen.

Die Zugstraße V beginnt ebenfalls südwestlich der britischen Inseln und verläuft südöstlich durch Frankreich nach dem Mittelmeer, ungefähr parallel der Zugstraße IIIa, und nimmt hier die über dem Mittelmeer liegenden Minima auf. Man bezeichnet diesen Teil der Bahn mit Va. Sie bringt für Deutschland Winde aus E, im Winter kaltes Wetter, im Frühjahr oft Nachtfröste. Nunmehr tritt eine Teilung der Bahn ein; für Deutschland und Österreich kommt einzig der Zweig in Betracht, der von der Poebene nordostwärts im Bogen über Ungarn nach den russischen Ostseeprovinzen führt. Dieser Weg, die Zugstraße Vb, wird in den Sommermonaten nicht selten eingeschlagen; dann haben die östlichen Alpenländer, Teile von Schlesien, Böhmen und Sachsen bei nördlicher Luftströmung starke und anhaltende Regenfälle, die sehr oft verderbenbringende Überschwemmungen herbeiführen. In Wien sind alle Tagesniederschläge von mehr als 70 mm durch Depressionen dieser Zugstraße verursacht worden, desgleichen in Schlesien fast alle ausgedehnten und schweren Hochwasser sowie in den östlichen Gebietsteilen die häufigen und gewaltigen Schneefälle und Schneestürme im Frühjahr und Spätherbst. Im allgemeinen sind diese Zyklonen nicht sehr tief, nur ausnahmsweise geht der Druck unter 740 mm herab; doch kommt es oft zu stürmischer Luftbewegung, wenn die Antizyklone im W oder N besonders hoch ist. Im letzteren Fall wird die Ostseeküste von schweren Sturmfluten heimgesucht.

Nicht selten bilden sich am Rande großer Zyklonen kleinere Ausbuchtungen, die sich schließlich loslösen und als selbständige

Gebilde weiterziehen; diese Teilminima sind fast immer von starken Stürmen begleitet. Auch im Innern der sommerlichen, meist nicht sehr tiefen Zyklonen entwickeln sich solche Teilminima; sie pflanzen sich in ganz regelloser Weise fort und bringen auf ihrer Bahn heftige Gewitterregen. Auf den Wetterkarten sind sie oft nicht zu erkennen; sie treten erst bei sehr genauer Zeichnung der Isobaren unter Benutzung von mehr Beobachtungen hervor. So kommt es, daß im Sommer die Wettervorhersage auf Grund der gewöhnlichen Wetterkarten manchmal ganz fehlschlägt, überhaupt etwas unsicher ist.

Etwa der vierte Teil aller Zyklonen schlägt die beschriebenen Zugstraßen ein und verweilt mehrere Tage auf ihnen; andere benutzen sie nur zum Teil und erlöschen unterwegs oder wandern auf ganz anderen Bahnen. Im allgemeinen werden im Winter Zugstraßen mit nordöstlicher, im Sommer mit südöstlicher Richtung bevorzugt; es ist auffallend, daß die Alpen von den Zyklonen gemieden werden.

Die Geschwindigkeit, mit der die Tiefdruckgebiete fortschreiten, ist sehr verschieden. Über dem nordatlantischen Ozean beträgt sie durchschnittlich 8,1 mps oder 29 km in der Stunde, d. i. ungefähr die Geschwindigkeit, wie sie ein Wind von der Stärke 4 der Beaufort-Skala hat. Über dem Festland verlangsamt sich die Bewegung etwas und ist in Finnland nur mehr 6 mps. Auch wandern in den Wintermonaten die Zyklonen schneller als in den Sommermonaten. Es sind aber schon bedeutend größere Geschwindigkeiten vorgekommen; 25 mps oder 90 km in der Stunde sind auch an der deutschen Küste wiederholt erreicht und noch überschritten worden.

Im Winter sind die barometrischen Minima viel tiefer als im Sommer; Zyklonen mit 710—720 mm Druck im Innern kommen in allen Wintern vor, im Sommer dagegen nie. Doch gilt dies nur für Nordeuropa und den Ozean, im Innern Europas sind so tiefe Minima äußerst selten. Bei Island beträgt die durchschnittliche Tiefe etwa 740 mm; der tiefste Barometerstand war

hier 692 mm am 4. Februar 1824 zu Reykjavik. Am 8. Dezember 1886 sank in Nordirland der Luftdruck auf 693,5 mm. Wenn die tiefen Minima die deutsche Küste erreicht haben, hat der Druck in ihrem Kern meist schon bedeutend zugenommen.

Wie schon wiederholt erwähnt wurde, bringen die Depressionen an den deutschen Küsten sehr oft stürmische Winde. Es sind daher über 100 Sturmwarnungsstellen errichtet worden, die mit weithin sichtbaren Signalen ausgerüstet sind und von der Deutschen Seewarte über drohende Unwetter telegraphisch benachrichtigt werden. Derart ist es möglich, den in Sichtweite der Stationen befindlichen Schiffen einen Wink zu geben, sich auf das kommende stürmische Wetter vorzubereiten, und, was namentlich für kleinere und Fischerfahrzeuge von Wichtigkeit ist, nötigenfalls den nächsten Hafen aufzusuchen. Als Signale kommen zur Verwendung bei Tage 1 Ball, 2 Kegel und 2 rote Flaggen, bei Nacht eine rote Laterne; sie werden an einem mindestens 20 m hohen Signalmast angebracht. Die Sturmwarnungen beziehen sich außer auf den gewarnten Ort auf dessen Umgebung in einem Umkreis von 50 Seemeilen gleich 92½ km. Es wird nun folgendes System angewendet: es bedeuten

1 Kegel, Spitze nach oben: Sturm aus NW
1 Kegel, Spitze nach unten: Sturm aus SW
2 Kegel, Spitzen nach oben: Sturm aus NE
2 Kegel, Spitzen nach unten: Sturm aus SE.

Dabei ist für jede angegebene Sturmrichtung ein Spielraum von 45° nach jeder Seite gelassen; also bezeichnet ein Kegel, Spitze aufwärts, das Herannahen eines Sturmes aus einer Richtung zwischen W und N. Der Signalball („Sturmball") soll im allgemeinen zur Vorsicht mahnen; er wird „geheißt", wenn eine atmosphärische Strömung besteht, die stürmische Winde im Gefolge haben kann. Eine rote Flagge bei dem Kegelsignal bezeichnet ein Rechtsdrehen („Ausschießen") des Windes während der Dauer

des Sturmes, zwei rote Flaggen bedeuten ein zu erwartendes Zurückdrehen („Krimpen") des Windes in einer der Bewegung des Uhrzeigers entgegengesetzten Richtung. Zur Nachtzeit dient vorläufig noch eine rote Laterne als Ersatz für sämtliche Tagessignale.

Die durchschnittliche Zahl der Tage mit Sturm — Stärke 8 und mehr — beträgt zu Borkum 52, Hamburg 33, Insel Sylt 24, Kiel 34, Swinemünde 30, Neufahrwasser 20 und Memel 26. Das Sturmminimum fällt auf den Juni, das Maximum an der Nordsee und westlichen Ostsee auf den Januar, im Osten auf einen früheren Monat. Von den Stürmen, die die Nordsee berühren, reichen etwa zwei Drittel bis zur preußischen Küste, während von den Stürmen, die die preußische Küste erreichen, ein viel kleinerer Prozentsatz sich bis zur Nordsee erstreckt. Es wird also die Nordsee von den charakteristischen Stürmen der Ostsee nur wenig in Mitleidenschaft gezogen. Überall an der deutschen Küste überwiegen Stürme aus westlichen Richtungen; doch werden an den östlichen Küstenteilen Stürme aus dem nördlichen Viertel der Windrose häufiger, wohl unter dem Einfluß der hier stärkeren Wirkung der Rückseiten der Zyklonen.

Zyklonale Gebirgswinde (Fallwinde). Die atlantischen Tiefdruckgebiete erstrecken ihren Einfluß sehr oft bis zu den Alpen; es strömt die Luft aus den Tälern der Zyklone zu, und da der Gebirgsstock ein Nachströmen in horizontaler Richtung unmöglich macht, so sinkt zum Ersatz die Luft aus der Höhe herab. Diese vom Gebirgskamm herabwehenden Winde sind unter dem Namen Föhn allgemein bekannt. Entsprechend dem Verlauf der Täler tritt er auf der Nordseite meist als S- bis W-Wind auf; auf der Südseite erzeugen die Zyklonen in der Poebene und auf dem Mittelländischen Meer Föhnwinde aus N und NE. Indes ist sein Vorkommen keineswegs auf die Alpen beschränkt, sondern, um diese wichtige Tatsache schon jetzt festzustellen, er kommt überall da vor, wo ein Luftstrom durch die Druckverteilung gezwungen wird, ein Gebirge zu überwehen. Wir treffen daher echte Föhn-

winde in allen deutschen Mittelgebirgen, so im sächsischen Erzgebirge, im Riesengebirge. Sie fehlen auch nicht in der kalten Zone; so werden sie oft an den Küsten Grönlands beobachtet, und auch aus den südlichen Polarländern liegen über sie viele Berichte vor. Am eingehendsten hat man indes die Eigenschaften des Föhns der Alpen studiert.

Vor allem kennzeichnend ist die hohe Temperatur des Föhns, und so ist die Erwärmung, die er den Tälern bringt, oft ganz erstaunlich. Den „warmen Wind" nennt ihn der Volksmund. So zeigte am 13. Januar 1895 zu Innsbruck um 7ª das Thermometer $-16{,}7^{0}$, um 4ᵖ aber $+5{,}7^{0}$, d. i. eine Zunahme von $22{,}4^{0}$ in 9 Stunden. Frühlingsmäßig ist die Temperatur mitten im Winter, und der Schnee schwindet rasch bis zu großen Höhen hinauf, daher der Föhn in manchen Gegenden den Namen Schneefresser erhalten hat. Mit der hohen Temperatur geht Hand in Hand eine ungewöhnliche Trockenheit der Luft; das Hygrometer zeigt oft weniger als 20 Prozent. Der Föhn weht nicht stetig, sondern mit kürzeren oder längeren Pausen, stoßweise und oft mit stürmischer Kraft. An den oberen Eingängen der Täler tritt er häufiger und intensiver auf als an tiefer gelegenen Orten. Im Riesengebirge gibt es jährlich 11 Tage mit Föhn, wovon 8—9 auf die Monate Oktober bis März entfallen, in Innsbruck und der Nordschweiz aber mehr als 40.

Lange Zeit hielt man den Föhn für einen aus der Wüste Sahara stammenden Wind und sah in ihm die Fortsetzung des Schirokko, des heißen und trockenen Wüstenwindes der Mittelmeerländer. Hann hat das Verkehrte dieser Anschauung zuerst dargetan und gleichzeitig die richtige Erklärung auf Grund der Gesetze der Wärmelehre gegeben.

Nehmen wir an, ein Gebirgszug von 2000 m Höhe habe die Richtung von Westen nach Osten; wir wollen unsern Standpunkt auf der Nordseite einnehmen und den Fall betrachten, daß ein Luftstrom an der Südseite empor- und auf der Nordseite wieder

herabsteigt. Seine Temperatur sei 7° und der Dampfgehalt 6 g im Kubikmeter; er ist also nicht gesättigt und wird sich beim Emporsteigen auf je 100 m um 1° abkühlen. In etwa 400 m Höhe ist die Temperatur 3° und hier der Sättigungspunkt erreicht. Nun beginnt die Ausscheidung des Wasserdampfes, und die dabei frei werdende Wärme verlangsamt den Temperaturfall. Er beträgt nur mehr 0,5°, so daß die Luft auf dem Kamme des Gebirges mit — 5° ankommt. Ihr Dampfgehalt ist hier 3,4 g, die Differenz 6—3,4 = 2,6 g ist unterwegs als Regen und Schnee herausgefallen. Sinkt jetzt die Luft auf der Vorderseite herab, so tritt Erwärmung ein, und zwar, da sie sich vom Sättigungspunkt entfernt, um 1° auf je 100 m; sie erfährt bis zum Fuße des Gebirges eine Temperatursteigerung von 20° und kommt mit der Temperatur + 15° an, ist also 8° wärmer als auf der Rückseite des Gebirges. Diese warme Luft aus der Höhe ist der Föhn. Da aber die Luft von 15° 12,7 g Wasserdampf aufnehmen kann, so ist ihre relative Feuchtigkeit 3,4 : 12,7 = 0,27 oder 27 Prozent, sie ist demnach sehr trocken. Natürlich muß die ursprünglich am Talboden lagernde Luft abgeflossen sein, damit die von oben herabsinkende Platz findet. Aus der Höhe kommende Luft enthält wenig Staub, und daher ist ihre Durchsichtigkeit und Reinheit bei Föhn oft wunderbar. Die Fernsicht vom Gebirgsvorlande ist scharf und deutlich, und das Panorama der Berge zeigt sich in ungewöhnlicher Klarheit und Tiefe.

Als Beispiel soll noch der Föhn im Riesengebirge vom 14. Januar 1898 erörtert werden. An den Hauptstationen sind die folgenden Beobachtungen gemacht worden:

		13/9^{p}	14/7^{a}	2^{p}	9^{p}	15/7^{a}
Schneekoppe 1610 m	Temperatur	— 6,3	— 3,4	0,4	— 1,2	2,4
	rel. Feucht.	94	53	60	52	63
	Wind	NE 3	S 7	S 7	S 6	S 3
Wang 873 m	Temperatur	— 2,7	4,8	7,5	5,5	— 0,7
	rel. Feucht.	92	33	14	22	92
	Wind	NE 2	SE 6	S 8	S 8	SW 2
Schreiberhau 654 m	Temperatur	— 2,2	— 0,6	10,2	8,6	0,0
	rel. Feucht.	92	63	18	26	40
	Wind	E 1	SW 2	SW 4	SW 9	W 1

Am 13. abends ist die Luftbewegung schwach und die Feuchtigkeit dem Sättigungspunkt nahe. In der Nacht aber gestalten sich die Verhältnisse völlig um. Am Morgen des 14. weht auf der Schneekoppe der Wind mit Stärke 7, und zu Wang wird Stärke 6 beobachtet; die Temperatur ist sehr gestiegen, und gleichzeitig hat die relative Feuchtigkeit beträchtlich abgenommen. Der Föhn ist bis über Wang hinaus herabgesunken, erreicht aber noch nicht Schreiberhau. Um 2 Uhr herrscht er indes an allen Stationen und hält bis in die folgende Nacht hinein an. Seine Stärke ist zu Sturm angewachsen, die Luft ist ungewöhnlich trocken, der Himmel wolkenlos. Die Temperaturgradienten betragen um 2° bzw. 9° zwischen Schneekoppe und Wang 0,96 bzw. 0,91 und zwischen Schneekoppe und Schreiberhau genau 1,0°, Werte, wie sie schöner der Theorie nicht entsprechen können.

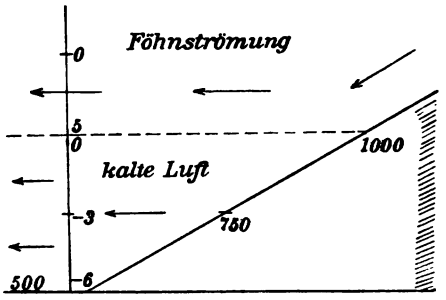

Abb. 32.
Föhn und Temperaturinversion. Nach v. Ficker.

Auffallend ist bei Föhn oft die ganz plötzliche Temperatursteigerung, die 10° betragen kann und einer langsamen Erwärmung folgt. In vielen Alpentälern herrscht nämlich vor Ausbruch des Föhns eine sehr starke Temperaturinversion, und über dieser kalten Luftmasse weht in der Höhe die warme Föhnluft vom Gebirge weg In Abb. 32 reicht die Inversion bis 1000 m, und die Temperatur nimmt in ihr von −6° auf 0° zu, dann folgt ein Temperatursprung auf +5°. Es fließen nun zuerst die tiefsten Schichten der kalten Luft ab, die höheren senken sich und verursachen langsame Erwärmung. In Abb. 33 hat sich die Inversion um 250 m gesenkt, die Temperatur ist unten auf −0,5° gestiegen, da die Luftschicht aus 750 m von der Temperatur −3° nunmehr

am Boden angelangt ist und sich adiabatisch erwärmt hat. An der Grenze zwischen kalter und warmer Luft besteht noch immer ein sprunghafter Übergang der Temperatur von 2,5 auf 7,5°. Fließt der Rest der kalten Tiefenschicht ab, so tritt bis zum Durchbruch des Föhns unten noch eine Erwärmung von 10,5° ein, während die gesamte 16° ausmacht. Sobald also die Grenzschicht unter den Ort sich senkt, stellt sich die plötzliche Temperaturzunahme ein.

Wie der Föhn ist auch die Bora der Küsten Istriens und Dalmatiens ein echter Fallwind; sie stürzt wasserfallartig aus den eisigkalten und schneebedeckten Talkesseln des Karstes herab, wenn ein Tiefdruckgebiet über der Adria lagert, und bringt, obwohl sie sich dabei erwärmt, wegen der tiefen Anfangstemperatur große Kälte. Sie tritt in Triest häufig auf und verursacht mannigfaltige Verkehrsstörungen; nicht selten werden durch das stoßweise Wehen — man hat schon Windgeschwindigkeiten bis zu 45 mps beobachtet — Eisenbahnwagen umgeworfen.

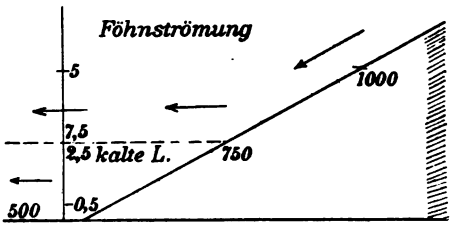

Abb. 33.
Föhn und Temperaturinversion. Nach v. Ficker.

Die Antizyklonen oder die barometrischen Maxima. Die Antizyklonen oder die barometrischen Maxima sind die Gegenstücke zu den Zyklonen oder den Minima. Auf der Wetterkarte vom 28. Februar 1911 sehen wir ein ausgedehntes Hochdruckgebiet, das sich mit über 765 mm von Spanien über die Alpen bis nach Ungarn zieht. Ein anderes liegt östlich der Ostsee. Im nahen Umkreis der Antizyklone sind die Gradienten klein, und die Luftbewegung ist nur schwach; innerhalb der Isobare von 765 mm wehen die Winde nur mit der Stärke 1—3, so daß eine örtliche Beeinflussung sehr oft zur Geltung kommt. Die Bewöl-

kung ist im allgemeinen gering; im Kern der Antizyklone ist der Himmel wolkenlos. In Süddeutschland und den angrenzenden österreichischen Kronländern herrscht gelinder Frost; München meldet -3^0, Prag und die Schweizer Orte 0^0.

Aus dem Innern der Antizyklone strömt die Luft ringsum nach außen ab (Abb. 34); wegen der schwachen Gradienten ist die Wirkung der ablenkenden Kraft der Erdumdrehung eine geringe, und die Richtung der Winde weicht daher nur wenig von der des Gradienten ab. Dazu kommt, wie man aus der Abbildung leicht erkennt, daß die Fliehkraft im entgegengesetzten Sinne wie die Erdumdrehung wirkt. Die Ablenkungswinkel sind daher im allgemeinen klein. Vielfach herrscht auch Windstille, oder es wehen veränderliche Winde, so daß das barische Windgesetz oft nicht rein in die Erscheinung tritt.

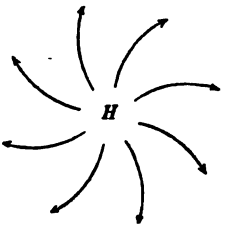

Abb. 34. Luftströmungen in einer Antizyklone.

Auch die Hochdruckgebiete verändern ihren Ort; aber die Fortbewegung ist eine sehr unregelmäßige und oft schwer festzustellen, namentlich, wenn mehrere Kerne vorhanden sind. Jedenfalls ist ihre Geschwindigkeit eine langsamere als die der Zyklonen und beträgt etwa 26 km in der Stunde. Sie kommen meist vom Atlantischen Ozean oder entstehen auf dem Festlande selbst; in diesem Fall verharren sie gern längere Zeit über derselben Gegend. Doch gelangen manche Maxima auch aus dem Innern Rußlands zu uns. Es ist daher verständlich, daß es bis jetzt noch nicht gelungen ist, bestimmte Zugstraßen wie bei den Zyklonen zu ermitteln; vielleicht sind auch keine vorhanden.

Zum Ersatze der unten abfließenden Luft sinkt im Innern der Antizyklone Luft aus der Höhe herab, und oben muß daher Luft zuströmen; in einer bestimmten Höhe wird die Luftbewegung einwärts gerichtet sein, entgegengesetzt wie unten. Die Bewegungen der Zirruswolken zeigen das aufs deutlichste. Wir haben demnach in einer Zyklone aufsteigende, in einer Antizyklone absteigende

Bewegung. Aufsteigende ist eine Quelle der Kondensation, daher Zyklonen regnerisches Wetter bringen; in absteigender ist Kondensation unmöglich, im Gegenteil, hereingeratene Kondensationsprodukte verdampfen. Im Innern einer Antizyklone herrscht angenehmes und heiteres Wetter; Antizyklonen sind Schönwettergebiete.

Der wesentliche Unterschied zwischen Hoch- und Tiefdruckgebieten zeigt sich auch sehr schön in der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre. In den Roßbreiten herrscht hoher Druck, und die Luft sinkt herab, daher sind klarer Himmel und sehr wenig Regen die Kennzeichen dieser Zone; in dem Kalmengürtel des Äquators aber haben wir geringeren Druck und aufsteigende Luft, daher als Folge viel Bewölkung, reichliche Regenfälle und Gewitter.

Die Einstrahlung der Sonnenwärme und die Ausstrahlung des Bodens gehen ungehindert vor sich. Daher bringen Hochdruckgebiete im Sommer heißes Wetter, im Winter Kälte, und wenn eine Schneedecke vorhanden ist, sehr strengen Frost. Die starke Erkaltung in der bodennahen Schicht führt oft zur Ausscheidung des Wasserdampfes, so daß dann bei großer Kälte Nebel herrscht. Doch haben diese Nebel nur eine geringe vertikale Mächtigkeit; über einige hundert Meter reichen sie selten hinauf. Darüber aber treffen wir verhältnismäßig warme Luft. Wir haben früher schon hervorgehoben, daß absteigende Luftmassen sich um 1° auf je 100 m erwärmen; nur am Erdboden werden sie durch die Ausstrahlung des Bodens abgekühlt, so daß also Temperaturumkehrung sich ausbildet. Antizyklonen bringen demnach den Berggipfeln Wärme. Ein schönes Beispiel liefert das Barometermaximum vom 8.—10. Oktober 1900. Während für Höhen von 3000 m in dieser Zeit etwa −5° normal sind, zeigte auf der Zugspitze und dem Sonnblick das Thermometer stets über Null, erreichte auf der Zugspitze 7° und auf dem Sonnblick 5½° in der Nacht zum 10., wann doch gewöhnlich die tiefsten Temperaturen eintreten.

Daß die Antizyklonen in der Höhe warm sind, haben auch die Ballonbeobachtungen ergeben; insbesondere herrscht im Innern und auf der Rückseite hohe Temperatur, während die Vorderseite allerdings mäßig kalt ist. Dagegen sind die Zyklonen in allen Teilen kalt, mit Ausnahme der Vorderseite. Bis zur Höhe von 10 km, also etwa bis zur Grenze der Troposphäre, weisen die Antizyklonen eine rund 5° höhere mittlere Temperatur auf als die Zyklonen.

Die aus der Höhe kommende Luft ist rein und staubfrei, so daß die Fernsicht meist ganz wunderbar und eindrucksvoll ist. Es hat sich gezeigt, daß bei antizyklonaler Wetterlage und bei Föhn — denn auch bei ihm handelt es sich ja um eine niedersinkende Luftbewegung — die Fernsicht auf das Hochgebirge am klarsten und häufigsten ist, namentlich im Spätherbst und Winter. In der eigentlichen Reisezeit in den Sommermonaten und auch noch im September ist besonders schöne Aussicht vom Alpenvorlande aus selten. Bei Föhn folgt an demselben Tage oder tags darauf der Aussicht mit großer Wahrscheinlichkeit Regen, bei antizyklonaler Witterung unter 3 Fälle einmal, wie langjährige Beobachtungen zu Höchenschwand (1000 m hoch) im badischen Schwarzwald ergeben haben. Wenn also in den Alpen, im Schwarzwald und am Bodensee klare Aussicht als ein untrügliches Zeichen von bevorstehendem Regen gilt, so ist das nicht ganz zutreffend — zum Troste der Gebirgswanderer.

Zuweilen steigt im Innern einer Antizyklone der Luftdruck ganz ungewöhnlich hoch. Am 20. Januar 1907 bewegte sich ein Hochdruckgebiet vom Karischen Meer nach Nordrußland, gelangte am 22. nach Südostfinnland und schlug nunmehr eine südliche Richtung nach dem Schwarzen Meere ein. Über Kurland und Livland erreichte es seine größte Höhe. Am 22. wurden zu Petersburg 798,8 mm, zu Helsingfors 799,4 mm, am 23. zu Riga und Windau sogar 799,8 mm, zu Neufahrwasser 797,9 mm beobachtet. In Wien stieg das Barometer auf 770,0 mm in 202,5 m

Höhe, ein Stand, der seit 1775, dem Beginn der Beobachtungen, noch nicht vorgekommen ist. Diese Luftdruckwerte sind also für Europa ganz einzig. Vergleichen wir hiermit den auf Island beobachteten niedrigsten Druck von 692 mm, so ergibt sich eine Schwankung von 108 mm, d. i. $^1/_7$ des Atmosphärendruckes von 760 mm.

Wenn wir längere Zeit Wetterkarten miteinander vergleichen, so werden wir unter Hunderten nicht eine einzige finden, die mit einer anderen in allen Teilen vollkommen übereinstimmt. Doch finden wir bald heraus, daß gewisse Wetterlagen häufiger wiederkehren, und daß sie auf Tage, ja manchmal Wochen hinaus unverändert bleiben und den allgemeinen Charakter des Wetters bestimmen. Die barometrischen Minima sind das veränderliche, unruhige Element, die Maxima das beständige, ruhige. Zur Aufstellung von Vorhersagen mehr allgemeiner Art kann man daher mit größerem Vorteil von dem Verhalten der Antizyklonen ausgehen. Man unterscheidet nun fünf Hauptwetterlagen, die man auch Wettertypen nennt. Sie sind wie die Zugstraßen der Zyklonen von van Bebber aufgestellt worden.

Typus I. Hochdruckgebiet über West- und Nordwesteuropa, etwa über den britischen Inseln und deren Nachbarschaft; Minima über den östlicher gelegenen Gegenden. Es wehen Winde aus nördlichen Richtungen, namentlich Nordwestwinde; sie sind in allen Jahreszeiten feucht und, insbesondere im Sommer, kalt. Regen ist nur im Sommer und Herbst sehr häufig; im Winter entwickelt sich oft eine ausgebreitete und zusammenhängende Schneedecke, durch die nicht selten strenge Winterkälte eingeleitet wird. Typus I bringt in Abwechslung mit Typus V auf längere Zeit hinaus ungünstige Witterung.

Typus II. Hochdruckgebiet über Mitteleuropa, insbesondere über Deutschland, Minima erst in größerer Entfernung. Im Sommer bis in den September — Altweibersommer — begleiten diesen Typus gewöhnlich sonnige und warme Tage; Ge-

witterbildungen sind bei sehr starker Erhitzung der Luft nicht ausgeschlossen. Im Spätfrühling und Frühherbst kommt es in klaren Nächten nicht selten zu Nachtfrösten und Reifbildungen (Kälterückfälle im Mai), namentlich wenn Typus I vorhergegangen ist. Im Winter bringt diese Wetterlage Frost, bei Vorhandensein einer Schneedecke strenge Kälte. Da also die Ein- und Ausstrahlung wesentlich zur Geltung kommen, so heißt der Typus auch Strahlungstypus.

Typus III. Hochdruckgebiet über Nord- und Nordosteuropa, Minima auf der Südseite dieses Gebietes, am häufigsten über dem Mittelmeer oder der Biskayasee. Auch dieser Typus bringt bei östlichen und nordöstlichen Winden im Sommer große Hitze, im Winter Kälte.

Typus IV. Hochdruckgebiet über Ost- und Südosteuropa, Minima im Westen des Erdteils. Südliche und südöstliche Winde bringen im allgemeinen Wärme und Trockenheit; sie sind nur dann kalt, wenn es in Südeuropa kalt ist. Die Gewitterwahrscheinlichkeit ist sehr groß, größer als bei allen andern Typen. Im Winter, namentlich im Januar und Februar, herrscht bei diesem Typus Kälte.

Typus V. Hochdruckgebiet über Südeuropa, Minima im Norden; vgl. die Wetterkarten vom 28. Februar und 1. März 1911. Nordeuropa ist der Tummelplatz rasch aufeinander folgender Zyklonen. Südwestliche bis westliche Winde bedingen im Winter milde, im Sommer kühle Temperaturen. Er bewirkt im Verein mit Typus I länger anhaltendes nasses Wetter, die naßkalten verregneten Sommer und die feuchtwarmen Winter. Typus V hat von allen die größte Häufigkeit.

Vorherbestimmung des Wetters. Nachdem wir im vorigen die Zugstraßen der Zyklonen und die fünf Wettertypen nach der Lage der Antizyklonen kennen gelernt haben, sind wir in den Stand gesetzt, mit einiger Sicherheit die kommende Witterung vorher zu bestimmen. Freilich werden dem Anfänger noch

manche Fehler unterlaufen; aber auch bei langer Übung und Erfahrung sind falsche Vorhersagen nicht ausgeschlossen. Mit astronomischer Sicherheit können wir das Wetter nicht vorher bestimmen, und das wird auch nie gelingen. Denn der Größen, die das Wetter bedingen, sind zu viele, und ihr Zusammenwirken ist ein sehr verwickeltes. Wenn die Deutsche Seewarte etwa 85 richtige Prognosen unter 100 erzielt, so ist das ein recht gutes Ergebnis.

Wir wollen jetzt noch an einem Beispiel zeigen, wie die mitgeteilten Regeln zu benutzen sind. Tagelang herrscht bereits heiteres, angenehmes Wetter unter der Herrschaft einer Antizyklone über Deutschland; der Wind weht schwach und ist veränderlich in seiner Richtung. Wir erkennen nun aber aus den Wetterkarten, daß das Hochdruckgebiet sich südwärts verschiebt; der Typus II geht in Typus V über. Das bedeutet aber meistens baldige Änderung des Wetters zum Schlechten. Bei den Farörn tritt nun eine Zyklone auf, die auf der vorhergehenden Karte noch nicht zu erkennen war; die britischen Stationen melden zum Teil schon Regen. Diese Zyklone kann der Zugstraße I angehören, denn diese führt über die Inselgruppe, andererseits nehmen hier die Zugstraßen II und III ihren Anfang. Gehört sie der Zugstraße I an, so entfernt sie sich von uns, in den beiden andern Fällen kommt sie unserem Beobachtungsort näher. Dann aber muß der Luftdruck abnehmen und der Wind in eine südliche Richtung übergehen. Wir müssen also noch das Barometer zu Rate ziehen. Beharrt es auf seinem Stande oder sinkt es nur unbedeutend, so können wir annehmen, daß die Zyklone auf Zugstraße I wandert, und die Witterung wird keine wesentliche Änderung erleiden; sinkt es dagegen stark, so steht ein Wetterumschlag bevor. Er ist um so eher zu erwarten, wenn Zirruswolken aus S oder SW erscheinen.

Den Zirruswolken als örtlichen Wetterzeichen müssen wir unsere volle Aufmerksamkeit widmen. Im Volksmunde heißen die

federigen und geschweiften Formen geradezu Windbäume, weil sie Wind und Regen bringen. Ganz allgemein können aber die Zirruswolken nicht als Vorboten von Regen angesehen werden. Es gibt ausgesprochene Schönwetterzirren; sie ziehen aus NE, E und SE. Regenbringende Zirruswolken sind lediglich diejenigen, die aus S bis NW kommen. Bewegen sie sich aus diesen Richtungen sehr schnell, so daß ihr Zug auf den ersten Blick erkannt werden kann, und sinkt gleichzeitig der Luftdruck, so tritt mit großer Bestimmtheit Niederschlag in den nächsten 24 Stunden ein. Außer den Zirruswolken können auch noch die Wogenwolken, besonders die Alto- und Zirro-Kumuli zur Beurteilung des Wetters mit Vorteil herangezogen werden. Diese Wolken zeigen sich sehr oft bei fallendem Barometer und können daher als ein Zeichen zu erwartenden schlechten Wetters betrachtet werden. Namentlich im Frühjahr ist die Regenwahrscheinlichkeit nach dem Auftreten von Wogenwolken sehr groß; unter je zehn Fällen tritt sieben mal in 24 Stunden Regen ein. Sie gelten in vielen Gegenden dem Volke auch als Vorboten von Regen, in anderen aber merkwürdigerweise von schönem Wetter; vielleicht kommt es auch bei ihnen auf die Zugrichtung an.

Im Volke sind nun noch eine Reihe anderer örtlicher Wetterzeichen bekannt. Fischer, Hirten, Schiffer, überhaupt Leute, die sich viel im Freien aufhalten und deren Beschäftigungen sehr vom Wetter abhängig sind, achten oft genau auf die Vorgänge im Luftmeer und gewinnen so manche Anhaltspunkte zur Voraussicht der kommenden Witterung. Abendrot verkündet ihnen schönes Wetter, Morgenrot aber Regen. Aus der Färbung des Himmels, der Klarheit und dem Ton der Luft lesen sie die Änderungen des Wetters bald zum Guten, bald zum Schlechten heraus. Viele dieser Zeichen beziehen sich aber nur auf einen engen Bezirk, haben also keine allgemeine Bedeutung. Steckt auch in vielen dieser Regeln ein guter Kern, so sind sie doch für eine Wettervorhersage auf wissenschaftlicher Grundlage nur von

geringem Wert. Man braucht sich bei alledem nicht zu verwundern, daß im Volke der Glaube an eine Beeinflussung des Wetters durch den Mond fest eingewurzelt ist. Es wäre zu weitläufig, die einzelnen Mondregeln aufzuzählen und zu widerlegen; sie beruhen teils auf Trugschlüssen, teils sind sie mit Aberglauben nahe verwandt. Wir wollen uns begnügen mit der Feststellung des Satzes, der durch zahlreiche wissenschaftliche Arbeiten begründet ist: Der Mond übt keinen erkennbaren Einfluß auf das Wetter aus. Dasselbe gilt von den Fixsternen, Planeten und den Eindringlingen in unser Sonnensystem, den Kometen.

Für die Wettervorhersage ist noch von Wichtigkeit die Tatsache, daß der einmal herrschende Zustand gerne einige Zeit andauert; so folgen heitere Tage meist zu mehreren hintereinander, und derselbe Wettertypus hält in der Regel mehrere, im Durchschnitt etwa drei Tage an. Man nennt diese Erscheinung Erhaltungstendenz der Witterung.

Neuerdings hat Guilbert eine Reihe von Wetterregeln auf Grund der Erfahrung aufgestellt; sie wurden in einem von der Belgischen Astronomischen Gesellschaft ausgeschriebenen Wettbewerb mit dem ersten Preis gekrönt. Wir hatten bereits auseinandergesetzt, daß der Wind um so stärker weht, je größer der Gradient ist. Guilbert nimmt Stärke 2 der Beaufortskala als normal für den Gradienten von 1 mm an, Stärke 4 für 2 mm, 6 für 3 mm und 8 für 4 mm; er nennt die Winde übernormal, wenn sie stärker sind, als dem Gradienten entspricht, im anderen Falle unternormal. Eine Zyklone nun, die allseitig von übernormalen Winden umkreist wird, füllt sich mehr oder weniger schnell aus, eine Zyklone aber, die von unternormalen umweht wird, vertieft sich, und oft wandeln sich scheinbar schwache Zyklonen in heftige Stürme um. Wird ferner ein Tiefdruckgebiet von Winden umströmt, die in den verschiedenen Seiten verschieden vom Normalwert abweichen, so bewegt es sich gegen diejenigen Gebiete, wo der Wind unternormale Stärke hat. Hier sinkt der Luftdruck,

dort, wo die übernormalen Winde herrschen, steigt er. Aus diesen Guilbertschen Hauptregeln wird man gelegentlich Nutzen ziehen können.

Die Witterung Europas ist in erster Linie durch die Luftdruckverhältnisse auf dem Atlantischen Ozean bestimmt. Wenn wir noch einmal die Isobarenkarten in unserem Schulatlas betrachten, so erkennen wir, daß bei Island tiefer und bei den Azoren hoher Druck herrscht. Im Januar beträgt das isländische Minimum etwa 745, im Sommer 756 mm, das Azorenmaximum etwa 763 bzw. 768 mm, so daß demnach das Druckgefälle im Winter größer ist; man hat diese Gebiete mit hohem oder tiefem Druck *Aktionszentren der Atmosphäre* genannt. Da unsere Karten nur die mittleren Zustände darstellen, so ist es natürlich nicht ausgeschlossen, daß zeitweise in jenen Gebieten die Druckverhältnisse umgekehrt liegen, d. h. es kann bei Island auch einmal der Druck hoch und ebenso bei den Azoren niedrig sein. *Hann* hat nun nachgewiesen, daß in 80 Prozent aller Fälle größeren positiven Abweichungen — also sehr hohem Luftdruck — zu Stykkisholm auf Island negative — also tiefer Druck — zu Ponta Delgada auf den Azoren entsprechen, und gar in 87 Prozent größeren negativen zu Stykkisholm positive zu Ponta Delgada. Es stehen demnach beide Aktionszentren zweifellos in einer gewissen Wechselbeziehung zueinander. Die Luftdruckschwankungen bei Island sind ferner innig mit den Temperaturschwankungen über dem europäischen Festland verknüpft. Die Gegenüberstellung der Luftdruckmittel zu Stykkisholm seit 1851 mit den gleichzeitigen Monatstemperaturen zu Greenwich, Brüssel und Wien hat gezeigt, daß tiefer Luftdruck bei Island West- und Mitteleuropa hohe Temperaturen bringt, hoher Druck dagegen tiefe, und zwar trifft diese Beziehung im Winterhalbjahr in 85 Prozent aller Fälle ein. Wenn bei Island das Barometer zwar tief steht, aber eine Antizyklone über Mitteleuropa weilt, dann herrscht große Kälte; diese Ausnahme von der Regel ist besonders zu beachten.

Es hat weiterhin nicht an Versuchen gefehlt, Gesetzmäßigkeiten in der Witterung aufeinanderfolgender Jahreszeiten aufzufinden. Sehr eingehend hat Hellmann die lange Berliner Beobachtungsreihe untersucht und u. a. folgende Beziehungen zwischen Winter und Sommer aufgedeckt, die wohl allgemein für Mitteleuropa gelten dürften. 1. Auf einen sehr milden Winter folgt am wahrscheinlichsten ein warmer Sommer, auf einen sehr kalten Winter ein sehr kühler Sommer. 2. Nach einem mäßig milden wie mäßig kühlen Winter darf man einen kühlen Sommer erwarten. 3. Einem sehr warmen Sommer folgt mit großer Wahrscheinlichkeit ein kalter Winter.

Die milden Winter, die meist auch regnerisch und windig sind und daher in üblem Rufe stehen, beschränken sich gewöhnlich nicht auf den Dezember und Januar, sondern setzen schon im November ein und dauern fast immer bis in den Februar hinein fort. Strenge und lange Nachwinter nach einem milden Mittelwinter sind sehr selten.

Elektrische Erscheinungen.

Bald nach Erfindung der Elektrisiermaschine wurde von verschiedenen Forschern die Meinung geäußert, daß der Blitz eine elektrische Entladung, ein gewaltiger elektrischer Funke sei. Doch erst 1752 hat Franklin durch seinen berühmten Drachenversuch diese Anschauung bestätigt. Er ließ einen Drachen, der oben mit einer Spitze versehen war, emporsteigen; sobald die Gewitterwolke darüber stand und der Regen die Schnur naß und somit leitend gemacht hatte, konnte er aus einem unten daran gehängten Schlüsselbund Funken erhalten. Spätere Beobachtungen haben nun gelehrt, daß auch bei schönem Wetter in Abwesenheit von Wolken aus der Luft Elektrizität gezogen werden kann. Die in den Wolken angesammelten Elektrizitätsmengen wirken verteilend (influenzierend) in die Ferne, stoßen in benachbarten Körpern — Erde, Wolken — die gleichnamige Elektrizität ab und ziehen die entgegengesetzte

heran. Ein Ausgleich zwischen Wolke und Erde oder zwischen zwei Wolken findet dann statt, sobald die elektrische Spannung hinreichend groß ist, um den Widerstand der Luft zu überwinden. So entsteht der Blitz, und es ist nunmehr nur ein kleiner Schritt zu der Erkenntnis, daß der Donner dem Geräusch oder dem Knall zu vergleichen ist, der beim Überspringen eines Funkens der Elektrisiermaschine zu hören ist.

Formen der Blitze. Über die Gestalt der Blitze herrschen vielfach noch irrige Vorstellungen; man kennt gewöhnlich nur Blitze von Zickzackform, und so sind sie auch auf Gemälden oder Bildern stets dargestellt. Photographien von Blitzen — man erhält solche, wenn man die geöffnete Kamera nach der Himmelsrichtung unbeweglich hält oder aufstellt, in der die meisten Blitze sich zeigen — lehren, daß der Blitz niemals scharfe Knickungen hat; auch ist er meist verästelt, so daß man sein Aussehen passend mit dem eines Flußsystems einer Landkarte vergleichen kann. Dabei sind die Verästelungen meist nach der Erde zu gerichtet. Diese Funken- oder Linienblitze entstehen zwischen Wolke und Erde. Oftmals sehen wir den Blitz selbst nicht und gewahren nur ein Aufleuchten der Wolkenflächen. In dem Entladungskanal eines Linienblitzes zwischen Wolke und Erde kann wegen des geringeren Widerstandes die Elektrizität leichter bewegt werden als in der Umgebung. Erfolgt nun aus fernerliegenden Wolken ein nachträgliches Zuströmen von Elektrizität, so finden in derselben Bahn eine Reihe von Nachentladungen statt, wobei die Bahn selbst durch die Luftbewegung etwas seitlich verschoben wird. Dies geht so schnell vor sich, daß unser Auge nur einen einheitlichen Blitzstrahl sieht. Glückt uns aber die Photographie eines solchen Entladungsvorganges, so besteht das Bild des Blitzes aus einer Reihe paralleler heller nebeneinander liegender Streifen. Ihrer Natur nach noch ziemlich rätselhaft sind die Perlschnur- oder Rosenkranzblitze und die Kugelblitze. Bei der ersteren (Abb. 35) scheint die Blitzbahn aus zahlreichen neben- oder hintereinanderliegenden Lichtkügelchen zu

bestehen; es hat oft den Anschein, als ob ein Linienblitz sich in eine Reihe von leuchtenden Kugeln auflöste. Bei den Kugelblitzen bewegt sich eine leuchtende Masse langsam zur Erde, so daß ihr Weg gut mit dem Auge verfolgt werden kann. Die Größe der Kugelblitze wird verschieden angegeben, meist als faust- bis kopfgroß, ihre Farbe als dunkel-feurig- oder karminrot geschildert. Oft verschwinden die Kugelblitze spurlos und lautlos, oft aber ist ihr Erlöschen von einer heftigen Detonation begleitet.

Wie der Funke der Elektrisiermaschine, so ist auch der Blitz nichts anderes als durch den Entladungsvorgang glühend gemachte Luft; dabei wird auch der Wasserdampf zersetzt und noch der Wasser-

Abb. 35. Perlschnurblitz.
Photographische Aufnahme von H. Mack in Schweinfurt am 24. September 1909.

stoff zum Leuchten gebracht. Die Farbe der Blitze ist daher rötlich, blau oder violett, bei großer Lichtstärke auch blendendweiß.

Blitzschäden. In den 50er Jahren des vorigen Jahrhunderts kamen nach den Berechnungen der Angaben deutscher Versicherungsanstalten auf je 1 Million Gebäude jährlich etwa 60, im letzten Viertel etwa 270 Blitzschläge (zündende und nicht zündende zusammengefaßt). Nach diesen Zahlen hätte also die Blitzgefahr ganz bedeutend zugenommen. Da aber die Zahl der Gewitter in diesem Zeitraum keine Zunahme erfahren hat, so dürfte die Zunahme nur eine scheinbare und durch die Ausbreitung des Versicherungswesens sowie durch die vielen Anzeigen selbst unbedeutender Blitzschäden zu erklären sein. Dafür spricht auch die Tatsache, daß die Zahl der Brandschäden, die nicht durch Blitze hervorgerufen sind, sehr stark angewachsen ist. Gesondert liegende Bau-

werke, wie Windmühlen und Gehöfte, sind der Blitzgefahr am meisten ausgesetzt, daher Blitzschläge in der Stadt viel seltener sind als auf dem Lande. Sicher trägt auch die gewaltige Entwicklung des Telephonnetzes zur Verminderung der Schadenblitze in Städten bei. Häuser mit weicher Bedachung sind mehr gefährdet als solche mit harter.

Zum Schutze gegen Blitzschläge dient bekanntlich der Blitzableiter, eine Erfindung Franklins. Er besteht aus einer mit Spitze versehenen Metallstange, die am höchsten Punkte des Gebäudes aufrecht angebracht wird, und durch eine metallische Leitung sowohl mit dem feuchten Erdreich als auch größeren Metallmassen des Gebäudes in Verbindung steht. Der Blitzableiter hat nun in erster Linie die Aufgabe, das Zustandekommen des Blitzes zu verhindern, indem er die Elektrizität der Erde ausströmen läßt und so die Spannung zwischen Erde und Wolke vermindert. In zweiter Linie soll er den Blitz in das Grundwasser der Erde ableiten, wenn trotzdem eine Entladung zustande kommt und das Gebäude getroffen wird. Im Jahre 1760 erhielt Europa den ersten Blitzableiter auf dem Leuchtturm Eddystone, nachdem der frühere Turm infolge eines Blitzschlages abgebrannt war.

Donner und Wetterleuchten. Die plötzliche und heftige Ausdehnung der Luft infolge der Wärmewirkung des Blitzes sowie das gewaltsame Auseinandertreiben der Luftmassen erzeugt einen kräftigen Schall, den Donner; er breitet sich nach allen Seiten aus, wird an Wolken und an der Erdoberfläche mit ihren vielen Unebenheiten zurückgeworfen und gelangt daher erst nach und nach an unser Ohr. So erklärt sich die lange Dauer und das Rollen des Donners; er kann wohl eine Minute anhalten, während die Dauer des Blitzes nur Bruchteile einer Sekunde beträgt. Aus der Zeit, die zwischen dem Aufleuchten des Blitzes und dem Beginn des Donners verstreicht, läßt sich die Entfernung des Gewitters annähernd berechnen; jeder Sekunde entspricht eine Entfernung von etwa 340 m (Geschwindigkeit des Schalles).

Wir sehen des Abends oft grelle Blitze zuerst am Horizont und später in größerer Höhe, ohne daß wir einen Donner wahrnehmen; es ist dies das Wetterleuchten. Es muß also trotz der Stärke des Donners die Hörweite verhältnismäßig beschränkt sein. Man kann bei einem heraufziehenden Gewitter die Erfahrung machen, daß ein Donner nicht mehr zu erwarten ist, wenn etwa 50 Sekunden nach Sichtbarwerden des Blitzes vergangen sind; es ist also die Schallweite des Donners in der Regel nicht mehr als 17 km. Kesselexplosionen und Geschützdonner sind in der Ebene in einem viel weiteren Umkreis hörbar, ohne daß die Stärke ihres Schalles die des Donners bedeutend überträfe. Dagegen hat man festgestellt, daß Kanonenschüsse, die von einem 70 m hohen Hügel abgefeuert wurden, in einer Entfernung von zwei englischen Meilen nicht mehr gehört wurden. Um das zu erklären, denken wir uns die Atmosphäre in horizontale Schichten 1, 2, 3 usw. zerlegt (Abb. 36), deren Temperatur von unten nach oben abnimmt, wie es vor einem Gewitter die Regel ist. Da der Schall in der wärmeren Schicht sich schneller fortpflanzt als in einer kühleren, so nennen wir erstere „akustisch dünner", letztere „akustisch dichter". Schallstrahlen nun, die von einem hochgelegenen Punkte S ausgehen, werden beim Übergang von einer Schicht in die andere aus ihrer Richtung abgelenkt, gebrochen, und zwar, da der Übergang in eine akustisch dünnere Schicht erfolgt, so, daß der Brechungswinkel β größer ist als der Einfallswinkel α. (Geht umgekehrt der Strahl aus einer dünneren in eine dichtere Schicht, so ist der Brechungswinkel kleiner als der Einfallswinkel. Diese Brechungsgesetze gelten auch für Lichtstrahlen.) In einer bestimmten Schicht wird nun der Einfallswinkel so groß, daß zu ihm kein Brechungswinkel mehr gehören kann; der Strahl wird dann total

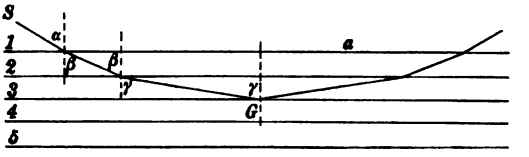

Abb. 36. Gang eines Schallstrahles.

reflektiert (bei G) und nach oben zurückgeworfen wie ein Lichtstrahl, wenn er einen ebenen Spiegel trifft. Nur Strahlen, die unter kleinerem Einfallswinkel die Grenzfläche a treffen, werden in tiefere Schichten vordringen. Da die angenommenen Schichten außerordentlich dünn zu denken sind, so wird der Weg der Schallstrahlen eine gekrümmte Linie sein, deren Wölbung nach unten gekehrt ist. So wird Abb. 37 verständlich sein. Ein Beobachter in D und G hört den Schall, einer in B nicht, obgleich er die Schallquelle sieht. Erhebt er sich bei B in die Höhe, so kommt er allmählich in den Schallbereich; alle Punkte jenseits DF befinden sich im „Schallschatten". In der Höhe muß also der Schall auf weitere Strecken hörbar sein, eine Folgerung, die durch Beobachtungen bei Ballonfahrten und im Gebirge bestätigt wird.

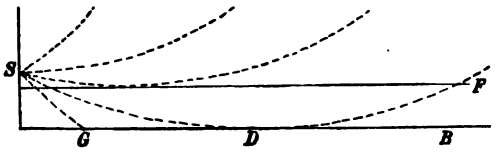

Abb. 37. Hörweite des Donners.

An dieser Stelle sei noch folgende Bemerkung eingeschaltet. In der Nacht vernimmt man Geräusche auf viel weitere Entfernungen als am Tage. In der unteren Luftschicht kommt nämlich auch die entgegengesetzte Temperaturänderung vor; die Temperatur nimmt nach oben zu, eine Erscheinung, die wir unter dem Namen Temperaturumkehr bereits kennen. Schallstrahlen, die vom Boden ausgehen, gelangen also auch in akustisch dünnere Schichten und werden schließlich total reflektiert, natürlich nach unten. Die Schallstrahlen bleiben also nahe dem Boden und beschreiben eine Bahn, deren Wölbung nach oben liegt. In der Nacht ist nun Temperaturumkehr die Regel und somit die Grundbedingung erfüllt. Auch im Winter bei strenger Kälte ist die Hörbarkeit des Schalles aus demselben Grunde oft recht beträchtlich.

Häufigkeit der Gewitter. Bei der Beobachtung von Gewittern ist besonders folgendes von Wichtigkeit: 1. Zeit des ersten Donners, möglichst auf die Minute genau, 2. Ende des Gewitters,

auf Viertelstunden abgerundet, 3. Feststellung der Himmelsrichtung, aus der das Gewitter heraufzieht, 4. Beginn und Ende des Regens oder Hagels, namentlich bei Hagel auf die Minute genau — Wassermenge nach heftigem Regen sofort messen! 5. Richtung, Stärke und Dauer bei heftigem Wind oder Sturm, 6. Farbe der Blitze.

Gelegentlich unterziehe man sich auch einmal der Mühe, bei einem Gewitter die Zahl der Blitze festzustellen. Der Blitzreichtum mancher Gewitter ist nämlich ganz erstaunlich; so wurden bei einem Gewitter in Südwestkärnten im August 1887 binnen $1^3/_4$ Stunden 3500 Blitze gezählt! Zur Kennzeichnung der Gewittertätigkeit eines Zeitabschnittes gibt man gewöhnlich die Zahl der Tage mit Gewittern an, nicht etwa der einzelnen Gewitter.

Die Zahl der Gewittertage kann bis zu 40 im Jahre steigen, sinkt aber selten unter 10; etwa 15—30 entsprechen für Deutschland dem Durchschnitt. Im übrigen sind wie bei den Niederschlägen örtliche Verhältnisse von sehr großem Einfluß. Gewisse Gegenden, wie sumpfige Niederungen, können als Gewitterherde angesehen werden; mit Annäherung an das Gebirge nimmt meist die Gewitterhäufigkeit zu. Daß die eigentliche Gewitterzeit bei uns der Sommer ist, bedarf keiner besonderen Hervorhebung; Juni und Juli haben die meisten Gewitter. Im Binnenlande sind Gewitter im Winter selten, an der Küste indes häufiger. Ebenso ist eine tägliche Periode sehr deutlich ausgesprochen. Auf die Nachmittagsstunden von 2—4 Uhr entfallen über 20 Prozent aller Gewitter, auf die Frühstunden, 6—8 Uhr, kaum 2 Prozent; die Wahrscheinlichkeit eines Gewitters ist nachmittags zehnmal größer als morgens und nachts.

Die meisten Gewitter ziehen aus SW und W; Gewitter aus E sind mehr örtliche Erscheinungen. Ihre Geschwindigkeit beträgt im Durchschnitt für Deutschland rund 40 km in der Stunde, d. i. 11 mps; Wintergewitter ziehen schneller als Sommergewitter, und Gewitter aus W schneller als solche aus E. Die Front der großen

Gewitterzüge ist oft viele 100 km lang und von N nach S gerichtet, steht also senkrecht zur fortschreitenden Bahn; ihre Breite beträgt 40—50 km. Es hat oft den Anschein, als ob Flüsse die Gewitter auf ihrer Bahn aufhalten, Gebirge sie anziehen. Man gewinnt diese Ergebnisse durch kartographische Darstellung, indem man alle Orte durch Linien verbindet, an denen zu gleicher Zeit der erste Donner wahrgenommen wurde; solche Linien heißen Isobronten.

Entstehung der Gewitter. Kumulus- und Kumulo-Nimbuswolken, namentlich solche, deren Gipfel in feine Zirruswolken ausfasern, sind der Sitz des Gewitters. Der Zirrusschirm zieht dem Gewitter mehrere Stunden voraus; in ihm zeigen sich oft Sonnenringe, so daß er also aus dichten Eiskristallmassen besteht. Aus der Wolkenform können wir schließen, daß für die Entstehung des Gewitters ein starker aufsteigender Luftstrom erforderlich ist, der große Mengen von Wasserdampf emporführt. Dieser Vorgang sowie die plötzliche und heftige Kondensation des Dampfes sind das Ursprüngliche und Wesentliche, die Haupterscheinung bei Gewittern; die elektrischen Entladungen, die man gewöhnlich als das Charakteristische ansieht, sind nur untergeordneter Art. Die außerordentliche Stärke des aufsteigenden Stromes verrät sich durch die Dichte, d. i. die Schwärze der Wolken und die bedeutende Höhe, bis zu welcher die Gewitterwolken sich auftürmen; sie mögen in manchen Fällen wohl 10 km erreichen. Sicher spielen, wie v. Bezold hervorhebt, in den Gewitterwolken eigenartige Umstände mit, um dem aufsteigenden Luftstrom eine besondere Stärke zu verleihen. Die Wolken enthalten oft überkaltetes Wasser, wie das Vorkommen von Hagel bei Gewittern beweist. Wird dieser Zustand durch irgendeinen Anstoß plötzlich aufgehoben und tritt Erstarren ein, so hat dies eine augenblickliche Erwärmung zur Folge, und die Wolkenmassen erhalten neuen Auftrieb in größere Höhen. Regen fällt bei allen Gewittern, sehr oft auch Hagel, ja es ist sogar wahrscheinlich, daß in höheren Schichten bei allen Ge-

wittern Hagel oder doch Graupeln entstehen. Denn die großen Tropfen, die zuerst bei Gewittern fallen, lassen sich nur durch die Annahme erklären, daß sie ursprünglich Graupeln oder Hagelkörner waren, die in wärmeren tieferen Schichten der Atmosphäre geschmolzen sind. Hagel fällt in der Regel nicht längs der ganzen Stirnseite der Gewitterfront, sondern nur an räumlich beschränkten Stellen, so daß in einem Gewitter mit ausgedehnter Front mehrere getrennte Hagelbahnen auftreten können.

Eine mächtige aufsteigende Luftbewegung herrscht nun im Innern der großen atmosphärischen Tiefdruckgebiete, der Zyklonen; man hat die hier sich bildenden Gewitter Sturmgewitter genannt. Sie treten bei unruhiger und stürmischer Witterung auf, vorzugsweise in der Nähe der Zugstraßen, d. i. auf dem Meere bis zur Küste hin. Sie bevorzugen nicht die Tagesstunden, sind vielmehr des Nachts ebenso häufig wie bei Tage, und wie die Zyklonen im Winter am häufigsten; Gegenden, über die die Bahnen der Zyklonen hinwegführen, so die Farör, haben in dieser Jahreszeit mehr Gewitter als im Sommer. Sie ziehen meist schnell vorüber und entladen sich in nur wenigen Blitzen und Donnerschlägen. Da die winterlichen Wolken sehr niedrig sind, so kommen Blitzschläge verhältnismäßig oft vor. Nicht selten geht der Wind während des Vorüberganges des Gewitters in eine nordwestliche bis nördliche Richtung über, und dann sinkt die Temperatur bedeutend. Es folgt den Sturmgewittern also Kälte, da eben ihr Auftreten zeitlich mit dem Vorübergang der Zyklone zusammenfällt.

Eine aufsteigende Luftbewegung kann aber auch die Folge einer Überhitzung der untersten Luftschichten sein; dann entstehen die Wärmegewitter. Eine Überhitzung tritt nun ein, wenn bei schwachen Winden oder Windstille und geringer Bewölkung der Erdboden einer kräftigen Einstrahlung ausgesetzt ist. Die überhitzten unteren Schichten können mit den höheren, die am Erwärmungsvorgang nicht teilgenommen haben, schließlich nicht mehr im Gleichgewicht bleiben und steigen rasch empor. Dabei tritt Ab-

kühlung und Kondensation des Dampfes zu Wolken ein, aus denen unter Blitz und Donner Regen und Hagel herniederprasselt. Die höheren Schichten werden nun durch die Kondensationswärme erwärmt, die unteren durch den Niederschlag und die Verdunstungskälte vorübergehend abgekühlt, so daß dann das Temperaturgleichgewicht wieder hergestellt ist. Wenn die allgemeine Wetterlage sich nicht ändert, so kann der Vorgang sich mehrere Tage hintereinander wiederholen; die Wärmegewitter bringen keine dauernde Abkühlung. Ihre jährliche und tägliche Periode schließt sich an die der Temperatur eng an; sie sind eine Erscheinung der warmen Tages- und Jahreszeit. Die sommerlichen Gewitter entstehen gerne auf der Vorderseite, d. h. auf der Südostseite von Zyklonen, wo warme südöstliche Winde wehen. Fast immer zeigen die Isobaren dann Ausbuchtungen, die man *Gewittersäcke* genannt hat. Ebenso sind beliebte Bildungsstätten von Gewittern Zonen niederen Druckes zwischen zwei nahe beieinanderliegenden Hochdruckgebieten; man bezeichnet sie als Sattel niederen Druckes.

Der Vorübergang eines Gewitters spielt sich oft in folgender Weise ab. Am Horizont zieht eine tiefschwarze, scheinbar bogenförmige Wolkenmasse (Wolkenkragen) herauf, hinter der eine hellere Wolkenwand sichtbar ist. Die Luftbewegung ist schwach und nach der Wolke zu gerichtet, die Temperatur hoch und drückend. Hat der Wolkenkragen das Zenit erreicht, so hört der Wind eine Weile ganz auf, um aber dann plötzlich aus der Richtung, aus der die Wolke kommt, mit großer Heftigkeit zu wehen. Staub und Blätter werden emporgewirbelt, dann stürzt Hagel und Regen herab, Donner und Blitz folgen unaufhörlich, die Luft kühlt sich stark ab, und nach einer halben Stunde sind die entfesselten Elemente wieder zur Ruhe gekommen. Das sind die *Gewitterböen*; sie richten häufig auf ihrem Wege schwere Zerstörungen an. Manchmal fehlen die Niederschläge und die elektrischen Entladungen, und es kommt nur eine *Staubböe* zur Beobachtung. Beachtung verdient auch das Verhalten des Barometers; es ist

vor dem Ausbruch der Böe in langsamem Sinken begriffen und steigt plötzlich um 1—2 mm, wenn die Böenwolke über den Ort zieht.

Die Front einer Böe erstreckt sich oft 100 km weit, so daß die beschriebenen Erscheinungen auf dieser ganzen Strecke gleichzeitig auftreten, die Tiefe indes beträgt nur wenige Kilometer; die Böenwolke zieht wie eine riesige Walze über das Land.

Böen entwickeln sich an der Grenzfläche warmer und kalter nebeneinander liegender Luftmassen; die hereinbrechende kalte Luft schiebt sich unter die vorher vorhandene überstark erwärmte ein und drängt sie in die Höhe, wodurch rasche Kondensation herbeigeführt wird.

Elmsfeuer. Eine eigenartige elektrische Entladung, die viele nicht einmal dem Namen nach kennen, ist das Elmsfeuer. In der Niederung ist die Erscheinung allerdings auch sehr selten; ihre Heimat ist vielmehr das Hochgebirge, und mancher Alpenwanderer, der dort in den Höhen ein Gewitter erlebt hat, wird sie wahrgenommen haben. Auch auf dem Brocken und der Schneekoppe wird Elmsfeuer vielfach gesehen. Desgleichen ist die Erscheinung auf dem Meere oft zu beobachten. Elmsfeuer war den alten Seefahrern unter dem Namen der Sterne Kastor und Pollux bekannt; sein Erscheinen galt als ein Zeichen des herannahenden Endes des Sturmes und Gewitters und wurde mit Freuden begrüßt.

Das Elmsfeuer ist ein Ausströmen von Elektrizität unter Lichtentwicklung aus Spitzen, vielfach begleitet von einem eigentümlichen Knistern oder Summen. Kurz vor 8^{p} am 6. April 1902, so schreibt der meteorologische Beobachter auf der Schneekoppe Schwarz, gewahrte man an den Spitzen der Blitzableiter des Observatoriums einen schwachen bläulichen Lichtschimmer. Nach wenigen Minuten begann auch der an den Blitzableitern haftende Rauhreif bläulich zu schimmern, und kurz darauf zeigten sich die ersten Büschel von ebenfalls bläulicher Farbe und einer Länge von

etwa $2^1/_2$—3 cm; zugleich wurde ein deutliches Zischen hörbar. Die Zahl und Größe der Büschel wuchs immer mehr; es vollzog sich ein Hüpfen und Tanzen der Büschel in sehr lebhafter Weise, wobei die meisten eine Länge von etwa 10 cm erreichten; andere Büschel hatten auch die Länge von etwa $2^1/_2$ und 7 cm. Am stärksten hüpften die großen Büschel, die namentlich an den dicksten und massigsten Spitzen des Rauhreifs, an den blechernen Schornsteinaufsätzen und den Kanten des Observatoriums auftraten. Im allgemeinen war das Elmsfeuer am intensivsten an den Orten, die dem Winde recht stark ausgesetzt waren. An geschützten Stellen konnte man nur wenig an sich selbst wahrnehmen; streckte man dagegen die Hand dem Winde entgegen, so flammte diese an den Fingerspitzen in 5—7 cm langen Büscheln. Ein dem Winde entgegengehaltener Hammer leuchtete an allen Ecken auf, desgleichen ein Zirkel an den Spitzen in 2—3 cm langen Büscheln. — Auf See zeigt sich das Elmsfeuer an den Spitzen der Schiffsmasten und Wimpel.

Je nachdem es sich um ein Ausströmen von positiver oder negativer Elektrizität handelt, ist das Aussehen verschieden. Positives Elmsfeuer hat einen elliptischen, etwa 3 mm langen rötlich weißen Kern; in der Verlängerung seiner Längsachse sitzt ein ebenso langer Stiel von der gleichen Farbe, und von seinem Ende geht ein Büschel von blaßrötlich bis weißen feinen Strahlen aus, deren Öffnungswinkel größer als 90° ist und deren Länge meist mehrere Zentimeter beträgt, manchmal auch 10 cm erreichen kann. Die negativen Elmsfeuer sind unscheinbarer, sitzen auf einem feinen Lichtpunkt und sind so zart, daß die einzelnen Strahlen nicht unterschieden werden können; der Lichtpunkt ist von einer Lichthülle umgeben, die sich wie ein Blütenkelch zum Büschel erweitert. Die Öffnung des Büschels ist etwa 50°, die Länge meist weniger als 1 cm.

Auf dem Sonnblick sind sorgfältige Beobachtungen des Elmsfeuers gemacht worden; hier ist es ein beständiger Begleiter der

Gewitter, und zwar zeigt sich bei rötlichen Blitzen positives, bei bläulichen negatives Elmsfeuer. In der kälteren Jahreszeit ist auf dem Meere und in der Ebene Elmsfeuer häufiger als in der wärmeren; es erscheint während oder nach Schneestürmen oder böigem Wetter, sehr oft dann bei Gewittern. Beobachtet man bei solcher Witterung mit etwas mehr Aufmerksamkeit Windfahnen und Blitzableiter, so dürfte man die reizvolle Erscheinung wohl gelegentlich wahrnehmen.

Polarlicht (Nordlicht). Alle Lichterscheinungen in der Atmosphäre werden an Pracht und Schönheit durch das Polarlicht übertroffen. Allerdings ist es in unseren Breiten selten und wird sicher oft übersehen, da der Lichtschein über unsern Städten sowie das Mondlicht sehr die Beobachtungen erschweren. Die großen Polarlichter sind über weiten Gebieten gleichzeitig sichtbar; je weiter man nach Norden geht, desto häufiger wird es, und um den Pol herum ist es monatelang die einzige Lichtquelle, die im magischen Schein die endlosen Eiswüsten erhellt. Am nördlichsten Punkt Europas, dem Nordkap, ist ihre Zahl über 100 im Jahr. In der Regel zeigt sich am nördlichen Himmel (auf der südlichen Halbkugel am südlichen) ein Lichtbogen von weißlicher Farbe; er ist nach unten scharf begrenzt und umschließt einen dunkleren Raum, dunkles Segment genannt. Aus dem Bogen schießen mit großer Geschwindigkeit Strahlen empor, die sich schließlich bis zum Zenit und selbst darüber hinaus erstrecken. Sie sind weiß, rötlich oder violett und wandern längs des Bogens weiter; man achte darauf, bis in welches Sternbild oder bis zu welchem Stern unter genauer Angabe der Zeit sich die höchsten Strahlen erstrecken. In der Nähe des Zenits vereinigen sich die Strahlen oft zur sog. Nordlichtkrone; sie bildet den Höhepunkt der Erscheinung und liegt im nördlichen Europa etwas südlich vom Zenit. Ist das Nordlicht erloschen, so bleibt in der Gegend seines Auftretens ein heller Dunst ohne bestimmte Form noch eine kurze Zeit zurück. Neben diesem bogenförmigen Polarlicht kennt man freilich nur

etwa $2^1/_2$—3 cm; zugleich wurde ein deutliches Zischen hörbar. Die Zahl und Größe der Büschel wuchs immer mehr; es vollzog sich ein Hüpfen und Tanzen der Büschel in sehr lebhafter Weise, wobei die meisten eine Länge von etwa 10 cm erreichten; andere Büschel hatten auch die Länge von etwa $2^1/_2$ und 7 cm. Am stärksten hüpften die großen Büschel, die namentlich an den dicksten und massigsten Spitzen des Rauhreifs, an den blechernen Schornsteinaufsätzen und den Kanten des Observatoriums auftraten. Im allgemeinen war das Elmsfeuer am intensivsten an den Orten, die dem Winde recht stark ausgesetzt waren. An geschützten Stellen konnte man nur wenig an sich selbst wahrnehmen; streckte man dagegen die Hand dem Winde entgegen, so flammte diese an den Fingerspitzen in 5—7 cm langen Büscheln. Ein dem Winde entgegengehaltener Hammer leuchtete an allen Ecken auf, desgleichen ein Zirkel an den Spitzen in 2—3 cm langen Büscheln. — Auf See zeigt sich das Elmsfeuer an den Spitzen der Schiffsmasten und Wimpel.

Je nachdem es sich um ein Ausströmen von positiver oder negativer Elektrizität handelt, ist das Aussehen verschieden. Positives Elmsfeuer hat einen elliptischen, etwa 3 mm langen rötlich weißen Kern; in der Verlängerung seiner Längsachse sitzt ein ebenso langer Stiel von der gleichen Farbe, und von seinem Ende geht ein Büschel von blaßrötlich bis weißen feinen Strahlen aus, deren Öffnungswinkel größer als 90° ist und deren Länge meist mehrere Zentimeter beträgt, manchmal auch 10 cm erreichen kann. Die negativen Elmsfeuer sind unscheinbarer, sitzen auf einem feinen Lichtpunkt und sind so zart, daß die einzelnen Strahlen nicht unterschieden werden können; der Lichtpunkt ist von einer Lichthülle umgeben, die sich wie ein Blütenkelch zum Büschel erweitert. Die Öffnung des Büschels ist etwa 50°, die Länge meist weniger als 1 cm.

Auf dem Sonnblick sind sorgfältige Beobachtungen des Elmsfeuers gemacht worden; hier ist es ein beständiger Begleiter der

Gewitter, und zwar zeigt sich bei rötlichen Blitzen positives, bei bläulichen negatives Elmsfeuer. In der kälteren Jahreszeit ist auf dem Meere und in der Ebene Elmsfeuer häufiger als in der wärmeren; es erscheint während oder nach Schneestürmen oder böigem Wetter, sehr oft dann bei Gewittern. Beobachtet man bei solcher Witterung mit etwas mehr Aufmerksamkeit Windfahnen und Blitzableiter, so dürfte man die reizvolle Erscheinung wohl gelegentlich wahrnehmen.

Polarlicht (Nordlicht). Alle Lichterscheinungen in der Atmosphäre werden an Pracht und Schönheit durch das Polarlicht übertroffen. Allerdings ist es in unseren Breiten selten und wird sicher oft übersehen, da der Lichtschein über unsern Städten sowie das Mondlicht sehr die Beobachtungen erschweren. Die großen Polarlichter sind über weiten Gebieten gleichzeitig sichtbar; je weiter man nach Norden geht, desto häufiger wird es, und um den Pol herum ist es monatelang die einzige Lichtquelle, die im magischen Schein die endlosen Eiswüsten erhellt. Am nördlichsten Punkt Europas, dem Nordkap, ist ihre Zahl über 100 im Jahr. In der Regel zeigt sich am nördlichen Himmel (auf der südlichen Halbkugel am südlichen) ein Lichtbogen von weißlicher Farbe; er ist nach unten scharf begrenzt und umschließt einen dunkleren Raum, dunkles Segment genannt. Aus dem Bogen schießen mit großer Geschwindigkeit Strahlen empor, die sich schließlich bis zum Zenit und selbst darüber hinaus erstrecken. Sie sind weiß, rötlich oder violett und wandern längs des Bogens weiter; man achte darauf, bis in welches Sternbild oder bis zu welchem Stern unter genauer Angabe der Zeit sich die höchsten Strahlen erstrecken. In der Nähe des Zenits vereinigen sich die Strahlen oft zur sog. Nordlichtkrone; sie bildet den Höhepunkt der Erscheinung und liegt im nördlichen Europa etwas südlich vom Zenit. Ist das Nordlicht erloschen, so bleibt in der Gegend seines Auftretens ein heller Dunst ohne bestimmte Form noch eine kurze Zeit zurück. Neben diesem bogenförmigen Polarlicht kennt man freilich nur

im hohen Norden noch eine zweite Form, das Draperienordlicht. Man kann seine Gestalt am besten mit einem in der Luft schwebenden faltigen Vorhang oder Band vergleichen.

Die Helligkeit der Beleuchtung bleibt weit hinter der durch den Vollmond zurück.

Über die Höhe, in der das Polarlicht sich ausbildet, liegen eine Reihe von Messungen vor; in den Monaten Februar und März 1910 sind dem Norweger Störmer 150 Photographien geglückt, die zur Höhenberechnung geeignet waren. Danach kommen die meisten zwischen 100 und 150 km vor, aber sowohl geringere wie größere Höhen sind daneben recht häufig. Als größte Höhe fand er 370, als kleinste nur 37 km. Sicher aber ist, daß einzelne Strahlen noch weit höher emporbringen; bei dem letzten großen Nordlicht vom 9. September 1898 sind 500 km gemessen worden.

Polarlichter sind am häufigsten zu Zeiten der Tag- und Nachtgleichen und dann vornehmlich in den Stunden 8—10 Uhr abends. In Drontheim an der Küste Norwegens, dem Ziel so vieler Nordlandsfahrten, ist ihre Anzahl in den Monaten Februar, März und Oktober je 11, im Sommer Null. Im hohen Norden indes sind sie im Dezember und Januar am häufigsten.

Das Erscheinen des Polarlichtes ist fast stets von magnetischen Störungen begleitet. Bekanntlich zeigt bei uns eine um eine vertikale Achse drehbare Magnetnadel ungefähr nach Norden oder besser gesagt bildet mit der Richtung Nord-Süd einen bestimmten, aber von Ort zu Ort veränderlichen Winkel, den man magnetische Deklination nennt; sie ist in unseren Gegenden zurzeit 10—12° westlich. Im Laufe eines Tages führt die Nadel regelmäßig sehr kleine Bewegungen von etwa 7′ aus, deren Vorhandensein indes nur an besonders empfindlichen Instrumenten erkannt werden kann. Wenn aber ein Polarlicht sich zeigt, bewegt sich die Magnetnadel unruhig und stoßweise hin und her, von ihrer mittleren Lage bald nach Osten, bald nach Westen; man redet von magnetischen Stürmen oder Ungewittern. Diese

Schwankungen betragen oft 2—4°, sind im Norden aber noch beträchtlicher. Das gleichzeitige Auftreten von Polarlichtern und magnetischen Störungen hat zuerst Celsius 1741 in Upsala beobachtet. Gewöhnlich spielen sich dann auch auf der Sonne lebhafte und stürmische Vorgänge ab; viele und große Sonnenflecken werden sichtbar. Ein wie enger Zusammenhang zwischen Polarlicht, magnetischen Störungen und Sonnenflecken besteht, zeigt die Tatsache, daß diese drei Erscheinungen alle elf Jahre gleichzeitig ein Maximum der Häufigkeit haben.

Die neueren Ansichten über das Wesen der Polarlichter haben ihren Ausgangspunkt in den elektrischen Erscheinungen, wie sie in luftverdünnten Räumen auftreten. In sehr stark luftverdünnten Röhren, durch die ein elektrischer Strom geleitet wird, gehen von der Kathode unsichtbare Strahlen aus, die die Glaswand beim Auftreffen zu lebhaftem Leuchten erregen. Setzt man ein sehr dünnes Metallblättchen in die Wand ein, so treten diese sog. Kathodenstrahlen in die Luft und erzeugen auf eine kurze Strecke ein schwaches Leuchten. Die norwegischen Nordlichtforscher nehmen nun an, daß die Sonne der Sitz einer Kathodenstrahlung ist; die Strahlen dringen in die Erdatmosphäre ein und bringen die Luft zum Leuchten, bis sie schließlich absorbiert sind. Sehr viele Eigentümlichkeiten der Nordlichter stimmen mit dem Verhalten der Kathodenstrahlen überein.

Optische Erscheinungen.

Lassen wir ein schmales Bündel Sonnenstrahlen durch ein Prisma, d. i. ein keilförmiges durchsichtiges Glas mit ebenen Flächen gehen, so erblicken wir auf einer gegenüberliegenden weißen Wand einen Farbenstreifen, der Spektrum heißt. Er ist aus der ursprünglichen Richtung der Lichtstrahlen abgelenkt, das Licht wird gebrochen und dabei in die Farben Rot, Orange, Gelb, Grün, Blau, Indigo und Violett zerlegt. Am wenigsten ist Rot, am meisten

Violett abgelenkt; wir nennen den Vorgang, den zuerst Newton genauer untersucht hat, Dispersion des Lichtes. Füllen wir nun einen Glastrog, der schmal, aber lang und hoch ist, mit einer gesättigten Lösung von Alaun in Wasser und gießen dann etwas Alkohol hinzu, so wird der Alaun in feinen Kristallen ausgeschieden. Bringen wir jetzt hinter den Trog eine Kerzenflamme, so sehen wir sie im durchgehenden Lichte von einem farbigen Ringe umgeben, der innen rot, außen blau umrandet ist.

Ringe um Sonne und Mond. Farbige Kreise, wie die vorhin experimentell erzeugten, können wir oft um die Sonne und den Mond wahrnehmen; man nennt sie Ringe oder Halos. Sie haben einen Radius von 22°, bezogen auf den inneren Rand, sind hier rot, dann folgt Gelb, und zu äußerst erkennt man oft noch ein verwaschenes Blau. Mondringe sind indes meist weiß. Der vom Ring umschlossene Raum erscheint dunkler, und dies tritt um so auffallender hervor, je schöner der Ring ausgebildet ist. Wir beobachten die Ringe in Zirrus- und Zirro-Stratusschichten, und das beweist uns, daß sie durch Brechung und Dispersion des Sonnen- und Mondlichtes in den Eiskristallen dieser Wolken zustande kommen. Sie sind häufiger, als man gewöhnlich annimmt. Um den Mond werden sie allgemein gesehen, namentlich wenn es volle Kreise sind, um die Sonne nicht so oft wegen des blendenden Lichtes und weil oft die Farben zu zart sind; freilich können sie auch manchmal so deutlich wie die des Regenbogens werden. Am Potsdamer Observatorium sind von 1893 bis 1900 an 361 Tagen Sonnen- und an 161 Mondringe aufgezeichnet worden, also an etwa 45 bzw. 20 Tagen im Jahr; auf die einzelnen Jahreszeiten verteilen sich die Zahlen folgendermaßen:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Sonnenringe	53	136	97	75	361
Mondringe	60	35	8	58	161

Sonnenringe sind am häufigsten von April bis Juli, am seltensten im Winter; Mondringe sind zur Zeit des höchsten Sonnen-

ſtandes ſelten, im Winterhalbjahr dagegen oft zu ſehen. Zuweilen ſind die Eiskriſtalle ſo fein, daß wir am ſcheinbar wolkenloſen, etwas bläulichweiß getrübten Himmel Ringe erblicken. Auf ſehr ſchöne Ringe folgt meiſt Regen, eine Wahrnehmung, die ſchon die alten Babylonier machten; auf einem Tontäfelchen, das aus dem Jahre 4000 v. Chr. ſtammt, heißt es: Wenn ein Ring die Sonne umgibt, ſo wird Regen fallen.

Der Ring von 22°, der weitaus die häufigſte Erſcheinung darſtellt, wird öfters von einem durch die Sonne gehenden weißen Kreis, der parallel dem Horizont verläuft, durchſchnitten; es iſt (Abb. 38) der Horizontalkreis oder Nebenſonnenring (*h*). Auf ihm in der Nähe der Schnittpunkte mit dem Ring beobachtet man leuchtende farbige Flecke (*n*), die Nebenſonnen. Sie ſind um ſo weiter von den Schnittpunkten entfernt, je höher die Sonne über dem Horizont ſteht; in einer Höhe von 60° 45′ iſt eine Nebenſonne nicht mehr möglich. Innen ſind ſie rot, es ſchließt ſich ein deutliches Gelb und Grün an, während das Blau ſehr verblaßt iſt; ſie ſind nach außen oft mit einem langen, glänzenden Lichtſchweif verſehen. Man ſieht die Nebenſonnen auch, ohne daß der Horizontalkreis entwickelt iſt, ja es kann ſogar der Ring fehlen. Unter beſonders günſtigen Bedingungen zeigen ſich im höchſten und tiefſten Punkt des Ringes Berührungsbogen (*b*) und ein meiſt nur lichtſchwacher Ring von 46° mit der Sonne als Mittelpunkt. Noch ſeltener iſt der Ring von 90°; er iſt überhaupt erſt ſechsmal

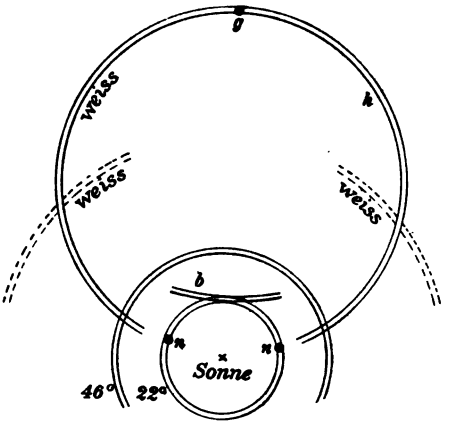

Abb. 38. Ringerſcheinungen um die Sonne.

beobachtet worden. Auf dem Horizontalkreis ist noch die Gegensonne (*g*) zu nennen, die der Sonne gegenübersteht; sie ist rein weiß, und ihr sind auf demselben Kreis im Abstand von 46°, 60° und 90° Nebengegensonnen von weißer Farbe zugeordnet. In seltener Vollständigkeit hat Lowitz in Petersburg am 29. Juni 1790 die Ringbildungen gesehen; u. a. waren noch statt eines Kreises von 22° deren zwei sich oben und unten schneidende vorhanden. Bei Beobachtung solcher Halorerscheinungen empfiehlt sich eine Zeichnung und Beschreibung.

Kränze um Sonne und Mond. Von den Ringen sind wohl zu unterscheiden jene kleinen farbigen Kreise, die wir so häufig um den Mond sehen, wenn Wasserwolken wie Alto-Kumuli langsam an ihm vorbeiziehen. Wir bemerken ganz dieselbe Erscheinung, wenn wir durch eine mit feinen Wassertröpfchen beschlagene Glasscheibe nach einer fernen Lichtquelle blicken. Wir nennen diese Farbenkreise Kränze; um die Sonne können wir sie nur durch ein matt geschwärztes Glas wahrnehmen oder wenn wir das weniger helle Spiegelbild der Sonne in einer Wasserfläche betrachten. Das Gestirn erscheint inmitten eines bläulichweißen Feldes, der Aureole, die stets deutlich rot umsäumt ist; nun folgen Blau, Grün und Kupferrot, und dieselbe Farbenreihe kann sich noch ein zweites und drittes ja sogar viertes Mal wiederholen. Die Aufeinanderfolge der Farben ist also von innen nach außen die umgekehrte wie bei den Ringen, die Ursache muß demnach auch eine andere sein. Die Kränze entstehen durch Beugung des Lichtes an den Wassertröpfchen der Wolken. Zur Erläuterung wollen wir einige physikalische Versuche anführen.

Auf eine berußte Glasplatte ritzen wir vorsichtig mehrere 0,2 mm voneinander entfernte Streifen; wir erhalten ein Gitter. Wir lassen nun Strahlen durch einen Spalt gehen, schalten in ihren Weg ein rotes Glas und dann unser Gitter ein. Wir erblicken auf einem weißen Schirm in einiger Entfernung ein Bild des Spaltes (Abb. 39, *s*) und nach links und rechts rote Streifen

(r, r'). Für blaues Licht erhalten wir blaue Streifen (b, b'), aber ihr Abstand vom Spaltbild ist kleiner als bei rotem Licht. Für weißes Licht bekommen wir ein weißes Spaltbild und nach beiden Seiten ein vollständiges Spektrum, in dem Rot am meisten, Blau und Violett am wenigsten abgelenkt sind, umgekehrt also wie bei einem Spektrum, das durch ein Prisma entworfen wird. Dann folgt noch ein Farbenband, das zum Teil schon Mischfarben enthält. Denn b'' fällt schon vor r' und vereinigt sich mit der hier liegenden Farbe zu einer Mischfarbe. Die Lücken zwischen den Wassertröpfchen wirken nun in ähnlicher Weise; die Theorie fordert, daß der Radius der farbigen Kreise im umgekehrten Verhältnis zur Tropfengröße steht. In der Tat zeigen die Kränze einen verschiedenen Radius, im Maximum 6°. Sehr kleine Lichtkränze setzen also ziemlich große Tropfen voraus, und in ihnen sieht man daher mit Recht ein Vorzeichen von Regenwetter. Nicht in allen Wasserwolken sehen wir Kränze; sie enthalten dann wohl Tröpfchen von allen möglichen Größen, während zum Zustandekommen von Beugungserscheinungen möglichst gleich große Tropfen nötig sind.

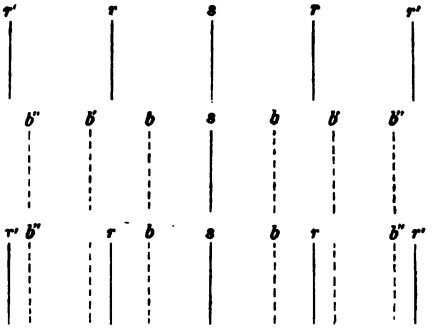

Abb. 89. Zur Erklärung der Beugung des Lichtes.

Umgekehrt läßt sich aus dem Radius der Kränze die Größe der Tröpfchen bestimmen, und Pernter hat aus einer großen Anzahl von Messungen berechnet, daß der Radius der den Kranz erzeugenden Wolkenteilchen stets größer als 10 μ ist. Zuweilen zeigen sich Kränze auch in Zirrus- also Eiswolken, und dann sind die Eiskristalle meist dünner als 20 μ; es sind aber Ausnahmefälle, wenn Kränze und Ringe gleichzeitig in Eiswolken

auftreten. Es kommt dies wohl daher, daß zur Bildung der Ringe dickere Kristalle erforderlich sind (von über 50 μ Durchmesser). Daraus erklärt es sich auch, warum so oft in Wolken, die sichtlich aus Eiskristallen bestehen und sonst der Bildung von Ringen günstig sind, keine Ringe zu sehen sind.

Brockengespenst. Fällt der Schatten eines Beobachters auf eine dichte Nebelwand, so ist der Kopf oft nach Art eines Heiligenscheins von farbigen Ringen — zu innerst Blau, in der Mitte Gelb und außen Rot — umgeben. Im Harz führt die Erscheinung, die durch Beugung des Lichtes und Reflexion des gebeugten Lichtes in das Auge des Beobachters zu erklären ist, den Namen Brockengespenst; die wissenschaftliche Bezeichnung ist Glorie. Bei Ballonfahrten über Wolken sind ähnliche Erscheinungen beobachtet worden.

Irisierende Wolken. Manchmal zeigen sich an sehr dünnen Wolkenrändern lebhafte Färbungen, die ebenfalls durch Beugung ähnlich den Farben dünner Blättchen oder Seifenblasen zustande kommen. Diese irisierenden Wolken werden noch zu wenig beachtet; am häufigsten sind smaragdgrüne und rosarote Farbentöne.

Bishopscher Ring. Vom Ende des Jahres 1883 bis 1886 war die Sonne bei klarem Himmel bis in 10° Entfernung von einem glänzend bläulichweißen Schein umgeben, an den sich ein ungefähr 15° breiter kupferroter Ring anschloß. Man nannte ihn den Bishopschen Ring nach dem ersten Beobachter Bishop in Honolulu. Der Bishopsche Ring ist gleichfalls eine Beugungserscheinung wie die vorhin besprochenen Kränze. Nur waren die beugenden Teilchen feinste vulkanische Aschen- und Staubteilchen die durch die beispiellos heftige Explosion des Vulkans Krakatau in der Sundastraße am 26. August 1883 bis zu 70 km, d. i. fast bis zur oberen Grenze der Stratosphäre emporgeschleudert und durch die Luftströmungen erst west-, dann polwärts getrieben wurden. Ihr Durchmesser wurde von Pernter zu 2—3 μ berechnet; gerade dieser Kleinheit verdankt der Ring seinen ungewöhnlichen

Durchmesser. Schon 1885 war seine Intensität auf etwa ein Fünftel der ursprünglichen gesunken und 1886 so schwach, daß er nur unter günstigen Bedingungen gesehen werden konnte. Von neuem zeigte sich jedoch die Erscheinung nach dem Ausbruch des Vulkans Mont Pelee auf Martinique im Mai 1902 und in sehr viel schwächerer Ausbildung nach den Ausbrüchen des Vesuvs im Frühjahr 1907. Er wurde zuerst wieder im November 1902 gesehen und konnte in der reinen Alpenluft noch gegen Ende 1904 in aller Schärfe beobachtet werden

Blaue Farbe des Himmels. Wir hatten S. 11 schon erwähnt, daß die Sonnenstrahlen an den Staubteilchen und Luftmolekülen reflektiert werden. Zum Teil gelangen sie hierdurch in den Weltenraum zurück, zum Teil erreichen sie auf Umwegen die Erdoberfläche und werden hier teilweise oder vollständig absorbiert. Diese diffuse Reflexion sehen wir sehr schön, wenn wir in ein stauberfülltes dunkles Zimmer einen Lichtstrahl treten lassen. Die einzelnen Stäubchen werfen das Licht nach allen Seiten zurück und werden uns dadurch sichtbar. Die verschiedenen Strahlen im Sonnenlicht unterliegen nun nicht in gleicher Weise der diffusen Reflexion. Gießen wir etwas Milch in Wasser, so erscheint uns bei Draufsicht die Mischung bläulich; es werden also in diesem trüben Medium vorzugsweise die blauen Strahlen diffus reflektiert. Auch die Luft ist ein trübes Medium; an den winzigsten Staubteilchen und Luftmolekülen werden vor allem die blauen Strahlen diffus reflektiert, und darum erscheint uns der Himmel bei Tage blau. Sind aber auch verhältnismäßig große Teilchen vorhanden, enthält die Luft insbesondere feine Wassertröpfchen, so werden an ihnen alle Strahlen reflektiert, und das Blau mischt sich mit dem Weiß; der Himmel bekommt ein bläulichweißes Aussehen.

Das blaue Himmelslicht wirkt auf die photographische Platte fast ebenso stark ein wie die weißen Wolken. Wenn man daher photographische Aufnahmen von Wolken machen will, so muß

man das blaue Licht dämpfen; man erreicht dies durch Einschalten einer Gelbscheibe hinter das Objektiv. Je nach den Kontrasten und der Zartheit der Wolken wählt man hellere oder dunklere Farbentöne; für die feinen Zirren nimmt man möglichst tiefgelbes Glas. Da durch ein solches Farbenfilter die brechbareren Strahlen sehr zurückgehalten werden, so muß die photographische Platte für die minder brechbaren empfindlich gemacht werden. Die gewöhnlichen genügen für unsere Zwecke nicht; es können nur sog. orthochromatische Verwendung finden, Platten, deren Bromsilberschicht noch bestimmte Farbstoffe enthält.

Noch in anderer Weise beeinflußt die Atmosphäre die Strahlung; die Luft, namentlich der Wasserdampf derselben, schwächt auch einen Teil der Strahlen, und zwar die blauen und violetten viel mehr als die roten und gelben; für die roten Strahlen ist die Luft am durchlässigsten. Daher muß uns, wenn die Sonne dem Horizont nahe steht und die Strahlen einen weiteren Weg zu durchlaufen haben, der Himmel dort rot erscheinen, und das um so intensiver, je mehr Wasserdampf die Luft enthält. Das ist die Ursache des Morgen- und Abendrots.

Dämmerungserscheinungen. Zur Zeit des Auf- und Unterganges der Sonne zeigen sich bei klarer ungetrübter Luft am Himmel auffallende Lichterscheinungen, die man als Dämmerungserscheinungen bezeichnet. Im Westen tritt, wenn die Sonne sich dem Horizont nähert, zuerst eine äußerst zarte weißliche Färbung auf. Sie geht allmählich ins Gelbe über und erstreckt sich je nach der Beschaffenheit der Luft bis zu einer Höhe von $8^0 - 12^0$. Dabei bleibt über der Sonne eine helle Stelle übrig und bildet die Grenze zwischen jenem Gelb und dem blauen Teil des Himmels. Ist die Sonne untergegangen, so wird die gelbe Farbe immer lebhafter, geht ins Orange über, und die helle Stelle nimmt nach und nach die Form eines Segmentes an, es heißt das erste helle Segment, seine Grenze der erste westliche Dämmerungsbogen. Etwa 20 Minuten nach Sonnenuntergang zeigt sich in

25° Höhe ein purpurner Fleck, der allmählich lichtstärker wird und zu einem Kreise mit dem Mittelpunkt etwas über dem hellen Segment sich ausbreitet; es ist das erste Purpurlicht. Wenn es seinen größten Glanz entfaltet, erstrahlen Wände, die nach Westen gerichtet sind, in rosafarbenem oder hellfleischrotem Ton. Der Mittelpunkt des Purpurlichtes rückt rasch nach abwärts, während sein Radius wächst, so daß es bald die Gestalt eines Halbkreises annimmt. Schließlich geht es in eine schmale trübe Zone über, die scharf das helle Segment begrenzt. Zu dieser Zeit nimmt die Tageshelligkeit rasch ab; mit dem Erlöschen des ersten Purpurlichtes ist die zweite Phase der Dämmerung zu Ende.

Nicht so farbenprächtige Vorgänge spielen sich gleichzeitig am Osthimmel ab. Nach Sonnenuntergang steigt der Erdschatten als tiefblaues Kreissegment empor, das von einem rötlichen Saume begrenzt ist. Dadurch wird der hellere Teil des Himmels, der mittlerweile eine purpurne Farbe angenommen hat, immer schmäler; er bildet den ersten östlichen Dämmerungsbogen oder die erste Gegendämmerung.

Nach dem Verschwinden des ersten Purpurlichtes ist es am Osthimmel wieder etwas heller geworden, und man kann dann wohl bei scharfer Beobachtung ein zweites dunkles Segment erkennen. Im Westen bereitet sich nun eine Wiederholung der schon einmal beobachteten Erscheinungen vor. Während der erste Dämmerungsbogen nach abwärts steigt, zeigt sich über ihm eine etwas trübe grünlichgelbe Schicht, aus der sich gegen oben eine etwas hellere Zone, der zweite westliche Dämmerungsbogen, die Grenze des zweiten hellen Segmentes abhebt. Es tritt unter günstigen Bedingungen noch das zweite Purpurlicht auf, nur ist es minder leuchtend und von einer mehr ins Gelbrote fallenden Farbe. Des Morgens verlaufen die Dämmerungserscheinungen in umgekehrter Reihenfolge, sind aber nicht so deutlich wahrzunehmen. Am schönsten sind sie im allgemeinen in den Monaten September

bis November, wenn sie auch nicht immer in der beschriebenen Vollständigkeit auftreten.

Im Hochgebirge, z. B. in den Alpen, ist mit der Dämmerung aufs innigste das Alpenglühen verknüpft. Bei einer Zenitentfernung der Sonne von 88° nehmen die Spitzen der Berge eine rötliche Farbe an; sowie aber die Sonne weiter sinkt, entzieht der Schatten auch den höchsten Gipfeln das Licht, so daß sie farblos grau und kalt dastehen. Nach wenigen Minuten erscheinen die Berge zum zweiten Mal erleuchtet in einem ziemlich lebhaft fleischroten Ton. Es ist das eigentliche Alpenglühen, sein Erscheinen fällt mit dem Auftreten des ersten Purpurlichtes zeitlich zusammen. Es beginnt oft viele hundert Meter unter der Spitze und überzieht von unten nach oben allmählich den Gipfel. Nach und nach verblaßt die Rosafärbung, aber nach einer Weile zeigt sich manchmal noch ein drittes Erglühen in schwachgelblichem bis purpurnem Licht, das Nachglühen, gleichzeitig mit dem zweiten Purpurlicht.

Prachtvoll waren die Dämmerungserscheinungen in den Jahren 1883 und 1884; das erste Purpurlicht war auffallend stark und noch mehr das zweite, das etwa 1 Stunde nach Sonnenuntergang seine größte Leuchtkraft entfaltete. Damit ging Hand in Hand starkes Alpenglühen und Nachglühen. Wie der Bishopsche Ring, so standen auch diese ungewöhnlichen Erscheinungen mit dem Ausbruch des Vulkans Krakatau in ursächlichem Zusammenhang (siehe S. 158). Insbesondere ist das Purpurlicht eine Beugungserscheinung, die an den feinsten Staubteilchen der höheren Luftschichten hervorgebracht wird und somit dem Bishopschen Ring verwandt ist; die ungeheure Menge von Staub, die in jenen Jahren die Stratosphäre erfüllte, veranlaßte die wunderbare Entwicklung des Purpurlichtes. Während dieses aber eine ständige Erscheinung ist, ist der Bishopsche Ring nicht dauernd sichtbar; Pernter meint indes, er sei wegen der geringeren Zahl der beugenden Teilchen zu lichtschwach, um bei Tage gesehen zu werden.

Regenbogen. Wer einmal Regenbogen genauer auf ihre Farbe

hin betrachtet, wird bald erfahren, daß er die „sieben Regenbogenfarben" nicht zu unterscheiden vermag; man wird vielmehr finden, daß der Regenbogen eine große Veränderlichkeit in der Zahl und Anordnung der Farben zeigt. In den meisten fehlt das Dunkelblau vollständig, das Hellblau und Rot ist oft auch nur schwach, ebenso ist die Breite der Farben eine wechselnde. Also jene landläufige Redensart ist nicht der Ausdruck einer genauen Naturbeobachtung.

Der Regenbogen entsteht, wenn Sonnenstrahlen in die Regentropfen eindringen und nach ein- oder mehrmaliger Reflexion im Tropfen wieder austreten. Beim Ein- und Austritt werden die Strahlen gebrochen und infolgedessen in Farben zerlegt. Nach ein- und zweimaliger Reflexion treten sie so aus, daß sie ein Auge treffen, das nach der der Sonne entgegengesetzten Richtung schaut. Die einmalige erzeugt den Hauptregenbogen, die zweimalige den viel schwächeren Nebenregenbogen. Der Hauptregenbogen ist in der Regel außen rötlich, innen violett, umgekehrt der Nebenregenbogen, so daß sie also das Rot einander zukehren. Eine drei- und mehrmalige Reflexion erzeugt schon Regenbogen von solcher Lichtschwäche, daß wir sie nicht mehr wahrnehmen können.

Der Mittelpunkt der Bogen ist der Gegenpunkt der Sonne, den man erhält, wenn man die Linie Sonne—Auge bis zur nicht sichtbaren Himmelshalbkugel verlängert. Der Radius des Hauptbogens ist 42°, der des Nebenbogens 52°. Je tiefer die Sonne daher steht, desto größer ist auch der Teil des Bogens, den wir sehen. Steht aber die Sonne höher als 42°, so ist der Hauptbogen, und wenn sie höher als 52° steht, auch der Nebenbogen nicht zu sehen. In den Monaten Mai bis August können Regenbogen wegen des hohen Sonnenstandes etwa 2 Stunden vor und nach Mittag nicht zustande kommen. Man könnte nun glauben, daß in den übrigen Morgen- und Nachmittagsstunden Regenbogen annähernd gleich häufig seien. Das ist aber keineswegs der Fall; vielmehr lehren die Beobachtungen des Chausseeaufsehers Holz-

hueter bei Danzig, der mit größter Aufmerksamkeit 8 Jahre lang alle optischen Himmelserscheinungen verfolgt hat, daß des Nachmittags die Regenbogen bei weitem überwiegen. Nach den Berechnungen von Kaßner entfallen nämlich von den 184 Regenbogen 34 auf den Vormittag, 150 auf den Nachmittag, d. s. 18 bzw. 82 Prozent. Als eine Ursache dieses Regenbogenmaximums dürfen wir die größere Häufigkeit der Regenfälle in den Nachmittagsstunden ansprechen.

Abb. 40a stellt den Gang der rotorangefarbenen Lichtstrahlen in einem Regentropfen dar; wir nennen den Einfallswinkel i, den Brechungswinkel r. Die erste Brechung bewirkt, wie man sich durch Zeichnung leicht überzeugt, eine Drehung des Strahles um $i-r$, die Reflexion eine weitere um $180^0 - 2r$ und die Brechung beim Austritt noch eine dritte von $i-r$; die Gesamtdrehung D ist gleich der Summe der einzelnen Drehungen, also $180^0+2(i-2r)$. Für $i=60^0$ (rund) ist $D=138^0$ am kleinsten; dieser Strahl ist gestrichelt gezeichnet und heißt der mindest gedrehte. Für größere Einfallswinkel divergieren, für kleinere konvergieren die Strahlen beim Austritt, und nur diejenigen, die in der Nähe des mindestgedrehten liegen, verlassen den Tropfen annähernd parallel.

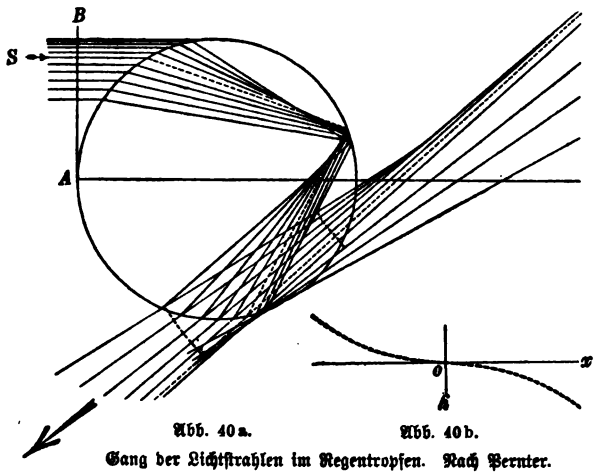

Abb. 40a. Abb. 40b.

Gang der Lichtstrahlen im Regentropfen. Nach Pernter.

Eine Fläche nun, die ein Strahlenbündel derart schneidet, daß

alle Strahlen auf ihr senkrecht stehen, heißt Wellenfläche. Sie ist für das Strahlenbündel vor dem Eintritt in den Regentropfen eine ebene Fläche; denn die einzelnen Strahlen sind parallel, da wir die Sonne als unendlich weit entfernt ansehen können. Führen wir aber gemäß der Erklärung die Zeichnung für die austretenden Strahlen sorgfältig durch, so ergibt sich, daß die Wellenfläche eine doppelt gekrümmte (Abb. 40b) ist.

Die Beleuchtung einer Fläche durch eine solche Wellenoberfläche ist aber, wie Airy gezeigt hat, von der Art wie bei Beugungserscheinungen, d. h. es entsteht auf der beleuchteten Fläche eine Reihe heller Streifen von abnehmender Lichtstärke, deren Breite und Lage von der Größe der Tropfen abhängig ist. Eine solche Reihenfolge von Streifen kommt allen Farben zu, in die die Strahlen im Regentropfen aufgelöst werden. Es fallen diese Streifen aller einzelnen Farben in den verschiedensten Helligkeitsstufen neben- und auch übereinander und bilden so Mischfarben, die uns als Regenbogen erscheinen. Hieraus ergibt sich vor allem, daß die Farbenfolge nie dieselbe ist, und daß je nach der Tropfengröße bald eine, bald mehrere Farben fehlen können, daß ferner nach Ablauf einer Farbenfolge eine oder mehrere Wiederholungen einzelner Farben möglich sind als Folge des Übereinanderfallens einer unendlichen Reihe von Farbenstreifen. Man nennt diese Wiederholungen sekundäre Regenbogen; sie schließen sich dem Hauptregenbogen nach innen entweder unmittelbar an oder sind von ihm durch einen Zwischenraum getrennt. Beim Nebenregenbogen sind Sekundäre, hier nach außen anschließend, äußerst selten. Für die verschiedensten Tropfengrößen können aber auch umgekehrt die Farben, ihre Breite und Anordnung im Regenbogen mathematisch berechnet werden; das hat Pernter ausgeführt und somit eine wesentliche Ergänzung zur Theorie von Airy geliefert.

Am häufigsten sind Regenbogen mit einem reinen und deutlichen Rot; sie werden durch Tropfen von 250 μ bis 1 mm Radius hervorgerufen. Ihnen fehlt ein ausgesprochenes Blau,

dagegen ist auffallend die Intensität und Breite des Violett. Ihre Sekundären sind hellblau und violett. Regenbogen, die Tropfen von 70—200 μ Radius ihre Entstehung verdanken, haben kein eigentliches Rot mehr, sind aber im übrigen sehr farbenreich, und auch ihre Sekundären zeigen alle Farben; namentlich fällt bei ihnen das Gelb auf. Tropfen von 30—40 μ Radius bringen Regenbogen von ansehnlicher Breite, aber mattem Aussehen hervor, und im Grün treten schon weißliche Töne auf; ihre Sekundären sind durch einen farb- und glanzlosen Zwischenraum vom Hauptregenbogen getrennt. Natürlich kommen zwischen diesen drei Gruppen von Regenbogen alle möglichen Übergänge vor.

Es ist offenbar auch möglich, daß die Farbenstreifen so zusammenfallen, daß die entstehende Mischfarbe Weiß ist und so durch lauter Farben ein weißer Regenbogen zustande kommt. Er tritt bei allen Tropfen auf, deren Radius 25 μ und weniger beträgt. So kleine Tropfen kommen aber nur im Nebel vor, da sie als Regen nicht fallen können; man sieht ihn daher auf Nebeln bei Sonnenschein als weißes Band mit farbigen Saum, außen schwach gelb, innen zart violett. Auch die seltenen Mondregenbogen sind weiß, ohne Zweifel infolge der Schwäche des Mondlichtes.

Zahlentafel 1.

Druck und Gewicht des gesättigten Wasserdampfes.

Temperatur	Druck (mm)		Gewicht (g) im Kubikmeter	Temperatur	Druck (mm)	Gewicht (g) im Kubikmeter
	über Eis	über Wasser				
— 25	0,50		0,71	6	7,0	7,2
— 20	0,81		1,04	7	7,5	7,7
				8	8,0	8,2
— 15	1,26	1,45	1,55	9	8,5	8,8
— 14	1,38	1,57	1,68	10	9,1	9,4
— 13	1,51	1,70	1,81			
— 12	1,65	1,85	1,97	11	9,8	10,0
— 11	1,81	2,00	2,12	12	10,4	10,6
				13	11,1	11,3
— 10	1,97	2,16	2,28	14	11,9	12,0
— 9	2,15	2,34	2,47	15	12,7	12,7
— 8	2,35	2,52	2,68	16	13,5	13,5
— 7	2,56	2,72	2,90	17	14,4	14,4
— 6	2,78	2,94	3,13	18	15,3	15,2
— 5	3,03	3,17	3,38	19	16,3	16,2
— 4	3,30	3,41	3,64	20	17,4	17,2
— 3	3,59	3,68	3,92			
— 2	3,89	3,96	4,22	21	18,5	18,2
— 1	4,22	4,26	4,53	22	19,6	19,3
				23	20,9	20,4
0	4,58	4,58	4,87	24	22,2	21,6
1		4,91	5,21	25	23,5	22,8
2		5,27	5,57	26	25,0	24,1
3		5,66	5,95	27	26,5	25,5
4		6,07	6,36	28	28,1	27,0
5		6,51	6,79	29	29,7	28,5

Zahlentafel 2.

Taupunktstafel (nach Gerstmann).

Trockenes Thermometer	Feuchtes Thermometer										
	0°	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°	10°
0	0										
1	— 2	1									
2	— 4	— 1	2								
3	— 7	— 3	0	3							
4	—10	— 5	— 1	2	4						
5	—14	— 8	— 4	0	3	5					
6		—10	— 6	— 2	1	4	6				
7		—11	— 9	— 4	— 1	2	5	7			
8		—15	—13	— 7	— 3	0	3	6	8		
9				—10	— 5	— 1	2	5	7	9	
10				—14	— 8	— 4	0	3	6	8	10
11				—18	—12	— 6	— 2	1	4	7	9
12					—16	— 9	— 4	0	3	5	8
13						—13	— 7	—2	1	4	7
14						—18	—10	—4	—1	3	5
15							—14	—7	—3	1	4

Regel: Liegt gegen Abend der Taupunkt bei oder unter Null Grad, so ist Nachtfrost zu erwarten.

Beispiel: 1. Man beobachtet um 6 Uhr: trockenes Thermometer 6°, feuchtes Th. 5°. Am Kreuzpunkt der wagerechten und senkrechten Reihe ist als Taupunkt 4° verzeichnet. Nachtfrost tritt nicht ein.

2. Trockenes Thermometer 5°, feuchtes Th. 1°, daher Taupunkt — 8°, Nachtfrost ist sicher.

Zahlentafel 3.

Witterungsübersicht vom 28. Februar 1911.

Station	Luftdruck (mm)	Temperatur	Windrichtung und -stärke	Wetter
1. Borkum.....	754	5	SSW 4	Regen
2. Keitum	755	1	SSE 5	Regen
3. Hamburg	759	1	SSE 4	bedeckt
4. Swinemünde ...	762	— 1	S 1	heiter
5. Neufahrwasser ..	761	0	W 2	wolkenlos
6. Memel	758	1	NNW 2	heiter
7. Aachen	759	6	SSW 5	bedeckt
8. Hannover	760	2	S 5	bedeckt
9. Berlin.....	763	— 1	SW 1	halb bedeckt
10. Dresden	764	0	S 1	wolkig
11. Breslau	764	0	WNW 2	wolkig
12. Bromberg.....	762	— 1	W 3	wolkenlos
13. Frankfurt a. M. .	762	2	SW 1	Nebel
14. Karlsruhe.....	763	2	NE 1	wolkig
15. München.....	767	— 3	ENE 2	wolkenlos
16. Stornoway.....	729	7	S 7	Regen
17. Malin Head....	735	7	S 6	halb bedeckt
18. Valencia.....	743	10	SW 4	bedeckt
19. Scilly	750	10	SW 5	Nebel
20. Aberdeen.....	738	7	SSW 4	halb bedeckt
21. Shields.....	743	10	S 2	bedeckt
22. Thorshavn	725	5	S 3	wolkig
23. Seydisfjord. ...	719	2	SW 3	Regen
24. Dunroßneß.....	736	5	SE 4	wolkig
25. Skegneß	749	9	SW 4	bedeckt
26. Blissingen.....	756	8	SSW 3	bedeckt
27. Helder.....	753	7	SSW 6	Dunst
28. Bodö.....	748	— 5	E 6	Schnee
29. Skagen	757	2	SSW 3	halb bedeckt
30. Christiansund ...	741	4	SE 4	bedeckt

Zahlentafel 3. (Fortsetzung.)

Witterungsübersicht vom 28. Februar 1911.

Station	Luftdruck (mm)	Temperatur	Windrichtung und -stärke	Wetter
31. Skudesnes.....	745	3	SSE 9	Regen
32. Kopenhagen	760	4	W 1	bedeckt
33. Stockholm.....	759	— 6	W 2	wolkenlos
34. Hernösand.....	757	— 12	NW 4	wolkenlos
35. Haparanda	756	— 14	NNW 2	bedeckt
36. Wisby.....	759	0	N 4	wolkenlos
37. Karlstad	758	— 14	E 2	halb bedeckt
38. Archangel	758	— 29	still	Nebel
39. Petersburg	760	— 15	SSE 1	Schnee
40. Riga.....	757	— 4	still	Nebel
41. Helsingfors.....	757	— 3	ESE 2	Schnee
42. Kuopio.....	759	— 19	SE 1	wolkig
43. Wilna.....	760	— 3	SW 1	halb bedeckt
44. Warschau	762	— 3	WNW 1	wolkenlos
45. Pinsk.....	759	— 4	still	bedeckt
46. Wien.....	767	1	WNW 4	heiter
47. Prag.....	766	0	still	wolkenlos
48. Krakau.....	765	— 1	WNW 2	bedeckt
49. Lemberg	762	— 1	WNW 1	Schnee
50. Hermannstadt...	769	— 7	NNW 1	bedeckt
51. Triest.....	765	6	ENE 3	wolkenlos
52. Zürich.....	766	0	E 2	heiter
53. Genf.....	766	0	NNW 1	halb bedeckt
54. Biarritz.....	764	6	ESE 2	heiter
55. Rom.....	763	5	N 4	wolkenlos
56. Florenz.....	765	1	still	wolkenlos
57. Neapel.....	762	5	N 3	heiter
58. Palermo.....	762	10	NW 4	heiter
59. Säntis	560	— 9	WSW 4	bedeckt
60. Zugspitze.....	526	— 13	N 4	Nebel

Zahlentafel 4.

Normale Temperaturmittel, Periode 1851—1900.

	Berlin	Helgoland	Marggrabowa	Kassel	Ratibor	Bromberg	München	Karlsruhe	Friedrichshafen
Januar ..	—0,7	1,8	—5,3	—0,6	—2,6	—2,3	—2,6	0,5	—2,0
Februar ..	0,3	1,4	—4,9	0,6	—1,6	—1,5	—0,9	2,1	0,4
März ...	2,9	2,6	—1,7	3,1	2,1	1,3	2,3	5,1	3,7
April	7,7	6,3	5,0	7,8	7,5	6,9	7,4	9,7	8,6
Mai	12,7	9,8	11,2	11,9	12,7	12,2	11,7	13,6	12,7
Juni .. .	16,7	14,0	15,5	15,5	16,3	16,7	15,4	17,4	16,2
Juli	18,1	16,0	17,1	17,0	18,1	18,4	17,2	19,0	18,1
August ...	17,4	16,5	15,6	16,4	17,1	17,2	16,4	18,2	17,6
September	13,9	14,5	11,6	13,3	13,4	13,2	13,0	14,8	14,2
Oktober ..	9,0	10,4	6,3	8,6	8,6	8,0	7,8	9,7	9,2
November	3,6	5,7	0,3	3,4	2,6	2,4	2,0	4,7	3,4
Dezember.	0,5	3,2	—4,0	0,3	—1,6	—1,6	—1,9	1,1	—0,4
Jahr.....	8,5	8,5	5,5	8,1	7,7	7,6	7,3	9,7	8,6

	Wien	Innsbruck	Budapest	Hermannstadt	Basel	Paris	Greenwich	Brocken	Schneekoppe
Januar ..	—1,7	—3,3	—2,1	—4,3	0,0	2,3	3,7	—4,9	—7,0
Februar ..	0,2	—0,6	—0,2	—1,5	1,9	3,6	4,2	—5,4	—7,9
März	3,9	3,7	4,4	3,5	4,8	5,9	5,3	—3,9	—6,4
April	9,4	8,8	10,6	9,3	9,5	9,9	8,4	0,3	—2,1
Mai	14,0	12,9	15,6	14,8	13,3	13,0	11,4	4,5	2,9
Juni	17,7	16,2	19,3	17,7	17,1	16,5	15,0	8,6	6,3
Juli	19,6	17,8	21,3	19,4	19,0	18,3	16,9	10,5	8,0
August ...	18,8	16,9	20,3	18,9	18,3	17,7	16,5	9,9	7,6
September	15,2	13,9	16,1	14,8	14,9	14,8	14,0	7,6	5,2
Oktober ..	9,8	8,8	10,6	10,1	9,6	10,1	9,9	3,5	0,8
November	3,5	2,7	3,9	3,6	4,5	5,8	6,2	—1,0	—3,6
Dezember.	—0,6	—2,6	—0,8	—2,2	0,6	2,7	4,3	—4.2	—6,8
Jahr	9,2	7,9	9,9	8,7	9,5	10,1	9,7	2,1	—0,2

Zahlentafel 5.

Normale Niederschlagsmengen, Periode 1851—1900.

	Cleve	Aachen	Trier	Emden	Gütersloh	Erfurt	Berlin	Frankfurt a. O.	Breslau	Posen
Januar....	61	73	49	51	53	25	39	30	29	29
Februar ...	52	69	40	45	47	27	37	30	30	25
März	54	68	46	49	53	32	44	37	35	31
April	46	55	45	37	42	39	36	34	36	32
Mai	58	61	57	51	59	55	49	48	61	47
Juni.....	65	77	74	64	77	70	64	55	66	59
Juli	85	95	72	77	87	73	77	70	81	64
Auguſt	80	80	62	93	72	55	57	59	78	64
September .	63	67	56	69	54	40	42	37	51	40
Oktober....	70	76	67	75	59	44	46	38	36	35
November..	66	77	55	65	57	36	43	37	36	32
Dezember ..	73	86	58	62	64	30	47	40	34	34
Jahr.....	773	884	681	738	724	526	581	515	573	492

	Stuttgart	Wien	Triest	Hermannstadt	Genf	St. Bernhard	Genua	Rom	Neapel	Palermo
Januar....	34	37	63	23	45	74	109	87	92	88
Februar ...	32	33	57	26	42	69	104	60	67	71
März	41	47	73	40	50	80	108	76	76	71
April	49	50	83	50	60	102	98	70	66	55
Mai	70	72	97	87	81	127	82	55	55	29
Juni.....	84	70	107	114	78	106	73	38	31	14
Juli	79	71	76	107	78	93	38	17	17	6
Auguſt	67	68	88	80	89	105	54	28	25	12
September .	53	45	124	49	88	112	115	73	70	40
Oktober....	49	47	145	39	111	147	204	132	114	87
November .	44	42	102	35	76	102	192	122	122	92
Dezember..	42	42	76	29	53	83	126	95	118	104
Jahr.....	644	624	1091	679	851	1200	1303	853	853	669

Zahlentafel 5. (Fortsetzung.)

Normale Niederschlagsmengen, Periode 1851—1900.

	San Fernando	Lissabon	Oviedo	Madrid [1]	Perpignan	Dijon	Paris	Brüssel	Greenwich	Stonyhurst
Januar....	90	96	77	37	60	45	39	55	50	105
Februar ...	78	86	61	31	44	35	28	46	37	85
März	89	90	94	40	50	44	36	47	38	85
April	60	70	81	42	47	48	39	46	40	61
Mai	44	54	74	43	57	57	49	59	48	68
Juni.....	10	16	57	31	39	74	55	65	51	89
Juli	1	3	42	9	20	60	51	75	62	102
August	4	8	38	15	27	63	48	74	58	128
September .	29	32	58	35	45	56	48	66	55	119
Oktober....	89	86	79	48	61	80	57	72	70	128
November..	109	103	91	45	57	62	45	60	56	108
Dezember ..	106	96	86	37	41	51	42	63	48	117
Jahr.....	709	740	838	413	548	675	537	728	613	1195

	Seathwaite	Edinburgh	Rothesay	Stockholm	Kopenhagen	Helsingfors	Petersburg	Upsala	Katharinenburg	Trbvice [1]
Januar....	404	54	129	72	35	42	25	31	9	476
Februar ...	308	43	94	68	30	36	23	28	8	474
März	267	42	86	50	34	34	22	29	10	497
April	174	38	66	39	34	33	26	28	14	459
Mai	180	48	70	35	41	46	46	44	40	277
Juni.....	194	59	86	41	50	42	50	50	72	157
Juli	227	70	95	41	64	62	65	71	68	66
August	291	77	118	44	66	74	77	70	61	68
September .	317	63	107	71	58	63	55	53	40	244
Oktober....	346	62	122	70	60	65	44	55	24	565
November..	339	58	116	64	46	59	39	43	19	683
Dezember ..	405	59	129	67	42	49	33	38	11	679
Jahr	3452	673	1218	662	560	605	505	540	376	4642

1) Madrid nur 1854—1900, Trbvice 1888—1909.

Zahlentafel 6.

Temperaturbeobachtungen zu Aachen im Jahre 1901.

(Zusammengestellt nach dem Deutschen Meteorologischen Jahrbuch, Observatorium Aachen.)

	Temperatur				Maximum		Minimum		Amplitude			Eis-tage	Frost-tage	Sommer-tage	Tropen-tage
	7a	2p	9p	Mittel	Betrag	am	Betrag	am	mittl.	größte	am				
Januar....	0,0	3,6	0,9	1,3	10,7	9	—12,8	6	6,7	15,0	15	4	18	—	—
Februar ...	—3,8	—0,5	—2,6	—2,4	9,0	28	—17,5	21	6,2	13,6	22	10	24	—	—
März	1,6	5,3	2,9	3,2	12,7	15	— 7,9	26	6,0	14,1	15	—	14	—	—
April	7,4	12,2	8,7	9,2	22,9	22	0,0	6	8,7	14,4	25	—	—	—	—
Mai	10,2	17,2	11,7	12,7	27,8	29	1,1	19	11,5	16,6	14	—	—	4	—
Juni.....	13,6	19,4	14,7	15,6	29,0	23	4,7	13	11,1	17,4	28	—	—	6	—
Juli	16,4	23,1	18,0	18,8	32,0	13	9,2	9	11,4	17,4	9	—	—	1	3
August	14,4	21,2	16,2	17,0	30,6	10	7,7	25	10,1	18,3	25	—	—	8	1
September .	12,2	17,7	13,6	14,3	27,8	21	5,6	4	7,7	14,3	29	—	—	14	—
Oktober....	8,3	12,9	9,1	9,9	24,0	1	0,7	31	6,5	11,0	31	—	—	—	—
November..	2,8	6,6	4,2	4,4	13,7	6	— 4,8	24	5,8	12,6	4	—	11	—	—
Dezember ..	2,3	3,6	2,8	2,8	12,8	31	— 9,2	17	4,2	10,1	18	2	12	—	—
Jahr.....	7,1	11,8	8,4	8,9	32,0	13./7	—17,5	21./2	8,0	18,3	25./8	16	79	33	4

Zahlentafel 7.

Bewölkung und Niederschläge zu Aachen im Jahre 1909.

(Zusammengestellt nach dem Deutschen Meteorologischen Jahrbuch, Observatorium Aachen.)

	Bewölkung				Heitere Tage	Trübe Tage	Niederschlag			Zahl der Tage mit					
										Niederschlag		Schnee	Graupeln	Hagel	Gewitter
	7^a	2^p	9^p	Mittel			Summe	Tagesmaximum	am	$> 0{,}2$	$\geq 1{,}0$	$\geq 0{,}1$			
Januar....	6,6	6,0	5,7	6,1	7	12	47	10,7	8	14	11	6	1	—	1
Februar ...	7,0	7,0	5,6	6,5	5	14	60	24,0	4	15	11	6	—	—	—
März	8,5	7,6	8,6	8,2	—	18	48	8,6	22	19	12	7	1	—	—
April	6,1	5,2	3,8	5,0	9	8	61	13,2	15	17	11	—	2	—	2
Mai	4,3	5,4	3,6	4,4	7	3	36	14,8	2	6	6	1	1	1	3
Juni.....	6,7	7,2	7,3	7,1	2	12	63	25,0	30	12	9	—	—	—	2
Juli	7,6	8,7	8,0	8,1	1	20	140	36,4	9	19	17	—	—	—	—
August	5,7	6,1	5,8	5,9	4	10	90	30,2	26	13	10	—	—	—	2
September .	6,7	7,6	6,7	7,0	3	10	77	16,7	27	18	12	—	—	—	1
Oktober....	7,1	7,3	5,4	6,6	2	12	73	16,5	9	10	10	—	—	—	—
November..	8,9	7,4	5,9	7,4	3	16	50	11,9	25	15	8	5	—	—	—
Dezember ..	7,3	7,1	6,0	6,8	5	14	87	15,2	29	20	15	—	2	—	—
Jahr.....	6,9	6,9	6,0	6,6	48	149	832	36,4	9./7	178	132	25	7	1	11

Meteorologische Zeichen und Abkürzungen.

Es sind nach Übereinkunft die folgenden Zeichen in Gebrauch:

● Regen	⊕ Sonnenring
✳ Schnee	⊖ Sonnenkranz
△ Graupeln	☾ Mondring
▲ Hagel	☾ Mondkranz
∩ Tau	⌒ Regenbogen
⌴ Reif	⚡ Gewitter
⋁ Rauhfrost	↙ Wetterleuchten
≡ Nebel	☉ Sonnenschein
〓 Bodennebel	∞ Dunst

Zeitbestimmungen werden folgendermaßen abgekürzt: a vormittags, p nachmittags, n in der (vorangegangenen) Nacht außer in der Zusammenstellung -n (bis nachts), mtg. um Mittag, abd. abends, fr. früh.

Zur Kennzeichnung der Stärke und Ausbildung einer Erscheinung dienen die Exponenten 0, 1 und 2; ●⁰ schwacher Regen, ⌴¹ mäßig starker Reif, ⊕² sehr stark entwickelter Sonnenring.

Man wendet die Zeichen und Abkürzungen in folgender Schreibweise an:

●² 6^{p}—$7\frac{1}{4}{}^{p}$, sehr starker Regen von 6—$7\frac{1}{4}$ nachm.
⚡¹ a. SW 5—6^{p}, mäßig starkes Gewitter aus SW von 5—6 nachm.
⌴² fr., sehr starker Reif frühmorgens.

Sachverzeichnis.

Aachen, Zahlentafeln 174. 175.
— Niederschlag 172.
Abendrot 136. 160.
Abkühlung, adiabatische 32.
— durch Ausstrahlung 12.
— dynamische 32.
Ablenkende Kraft der Erdumdrehung 100.
Ablenkungswinkel in Antizyklonen 130.
— in Zyklonen 117. 118.
Absolute Feuchtigkeit 28. 30.
Absorption des Wasserdampfes 160.
Absorptionsvermögen 11.
Absteigende Luftströme 31. 127. 130.
Adiabatische Temperaturänderungen 32.
Aerologie 36.
Airy 165.
Aktionszentren der Atmosphäre 138.
Alpen, Föhnwinde 125.
— Temperaturgradient 34.
Alpenglühen 162.
Altokumulus 53. 54. 58.
Altostratus 54.
Altweibersommer 1. 22. 133.
Amplitude der Temperatur
— in großen Höhen 39.
— jährliche Periode 17. 23. 33.
— tägliche Periode 10. 14 34.
Amplitude der täglichen Barometerschwankung 92.
— der monatlichen Niederschlagsmittel 81.
Anemometer 95.
Aneroidbarometer 87.
Anomalie, thermische 25.
Antipassat 104.
Antizyklone 111. 129.
— Witterung 131.
Aßmann 7. 42. 97.
Aspirationspsychrometer 8.
Aspirationsthermometer 7. 36.
Atlantischer Ozean, Luftdruckschwankung 90. 138.
— Windströmungen 103.
Atmosphäre, Aktionszentren 138.
— Dreiteilung 43.
— Temperaturverteilung 38,
— Zirkulation 103.
Aufsteigende Luftströme 31. 127. 130. 147.
— Geschwindigkeit 51.
— Wolkenbildung 60.
Augusts Psychrometer 28.
Aureole 156.
Ausschießen des Windes 124.
Ausstrahlungsvermögen 12.
— des Schnees 75.
Azorenmaximum 138.

Babinet 88.
Ballonaufstiege 35.
Ballons sondes 36.
Barisches Windgesetz 113.
Barometer 86.
Barometerstände, hohe 90. 132.
— tiefe 90. 123.
Barometer und Wetter 107.
Barometrischer Gradient 116.
Barometrische Höhenformel 83.
Barometrische Höhenmessung 88.
Barometrische Höhenstufe 89.
Barometrisches Maximum 111. 129.
Barometrisches Minimum 111. 113.
Basel, Temperaturmittel 17. 171.
Bauernregeln 107.
Bayrische Alpen, Inversion 35.
Beaufort 94.
Beaufortskala 94.
— und Windgeschwindigkeit 96.
van Bebber 121. 133.
Bergwind 102.
Berlin, frühe Fröste 23.
— höchste und tiefste Temperaturen 20.
— Niederschlag 84. 172.
— Schneefall 74.
— Temperatur 17. 171.
— Temperatur aufeinanderfolgender Jahreszeiten 139.
— Temperaturschwankungen 16. 19.
— ungewöhnliche Inversion 41.
Berson 36.

Berührungsbogen 155.
Beugung des Lichtes 156.
Bewölkung, jährliche und tägliche Periode 65.
— Schätzung 64.
— und Temperaturschwankung 14.
von Bezold 58. 146.
Bishop 158.
Bishopscher Ring 158. 162.
Blaue Himmelsfarbe 159.
Blitz 140.
Blitzableiter 142.
Blitzgefahr 141.
Blitzphotographie 140.
Blitzreichtum 145.
Blitzschäden 141.
Blitzschläge 141.
Blutregen 68.
Bodenfrost 22. 46.
Bodennebel 47.
Böen 148.
Bora 129.
Borkum, Feuchtigkeit 30.
Brave Westwinde 103.
Breitegrade, mittlerer Druck 93.
— mittlere Temperatur 24.
Breslau, Niederschlag 172.
Brocken, Niederschlagsmessungen 70.
— Rauhreif 49.
— Temperatur 171.
Brockengespenst 158.
Bromberg, Temperatur 171.
Brüssel, Niederschlag 173.
Budapest, Temperatur 17. 171.
Buys-Ballot 112.

Celsius 5. 153.
Charles 36.
Cirro-Cumulus 52. 58.
Cirro-Stratus 52.
Cirrus 52. 135.
Cleve, Niederschlag 172.
Crkvice, Niederschlag 173.
Cumulo-Nimbus 56.
Cumulus 52. 54. 55. 61. 63. 65.

Dämmerungsbogen 160. 161.
Dämmerungserscheinungen 1. 160.
Dampfdruck 28.
Dampfgehalt der Luft 26. 51.
Defant 67.
Depression 111.
Deutsche Seewarte 109. 124. 135.
Diffuse Reflexion 159.
Dijon, Niederschlag 173.
Dispersion 154.
Donner 142.
Dove 24.
Drachen 38.
Drachenaufstiege 35.
Drachenversuch Franklins 139.
Draperienordlicht 152.
Drehung des Windes 96. 120.
von Drygalski 93.
Dunkles Segment 151.
Durchsichtigkeit der Luft 32. 127.
Dynamische Temperaturänderung 32.

Edinburgh, Niederschlag 173.
Eis, Schmelzwärme 27.
Eisansatz auf Bergen 49.
Eisdampf 27.
Eisheilige 21.
Eiskristalle, Größe 157.
Eisregen 68.
Eistage 16.
Eiswolken 50. 157.
Elektrische Erscheinungen 139.
Elemente, meteorologische 3.
Elmsfeuer 149.
Emden, Niederschlag 172.
Engadin, Berg- und Talwind 102.
— Winterkälte 34.
Erdumdrehung, ablenkende Kraft 100.
Erfurt, Niederschlag 172.
Erhaltungstendenz des Wetters 137.
Erwärmung, adiabatische 32.
— dynamische 32.
— einer Fläche 11.
— verschiedener Stoffe 11.
Extremthermometer 9.

Fahrenheit 6.
Fallen des Nebels 48.
Fallgeschwindigkeit der Wolkentröpfchen 51.
Fallwinde 125.
Faröer, Bewölkung 66.
— Gewitter 147.
— thermische Anomalie 25.
Federwolke 52.
Ferdinand II. von Toskana 6.
Fernsicht 32. 127. 132.
Feuchtigkeit 28.
— physiologische Wirkung 31.
Flache Minima 114.
Flächen gleichen Druckes 98.
Flußnebel 47.
Föhn 125. 132.
Frakto-Cumulus 56.
Frakto-Nimbus 54.
Frakto-Stratus 54.
Frankfurt a. O., Niederschlag 172.
Franklin 139.
Freiballon 36.
Freiburg i. Br., Berg- und Talwind 102.
Friedrichshafen, Temperatur 171.
Frost im Frühherbst 23.
— im Mai 21.

Frostgefahr, Bekämpfung 22.
Frosttage 16.
Frühfrost 13. 23.
Funkenblitz 140.

Gebirge, Einfluß auf Gewitter 145.
— Fernsicht 32. 127. 132.
— Niederschläge 81.
— Temperatur 33.
— Witterung in Antizyklonen 131.
Gebirgswinde 102. 125.
Gefäßbarometer 87.
Gegendämmerung 161.
Gegensonne 156.
Geitel 60.
Genf, Niederschlag 172.
Genua, Niederschlag 172.
Gerstmann 168.
Geschwindigkeit der Antizyklonen 130.
— der Gewitter 145.
— des Windes 97.
— der Wolken 56.
— der Zyklonen 123.
Gewitter 144.
Gewitterböen 148.
Gewittersack 122. 148.
Gewitterwolke 56. 61.
Gewitterzirren 61. 146.
Gewitterzüge 146.
Gitter 156.
Glaisher 36.
Glatteis 69.
Glorie 158.
Golfstrom 25.
Gradient, barometrischer 116.
— vertikaler Temperatur- 34. 40.
Graupeln 75. 79. 146.
Greenwich, Niederschlag 173.
— Temperatur 171.
Großkalorie 27.
von Guericke 107.
Guilbert 137.
Gütersloh, Niederschlag 172.

Hadley 100.
Hagel 75. 79. 146.
Halo 154.
Hamburg, ungewöhnliche Inversion 41.
von Hann 34. 49. 91. 126.
Haufenwolke 52. 54.
Hauptregenbogen 163.
Heberbarometer 87.
Heitere Tage 65.
Helgoland, Temperatur 17. 171.
— Bewölkung 66.
Helles Segment 160. 161.
Hellmann 69. 73. 81. 139.
von Helmholtz 58.
Helsingfors, Niederschlag 173.
Hennig 23.
Hergesell 104.
Hermannstadt, Niederschlag 172.
— Temperatur 171.
Hildebrandson 105.
Himmelsblau 159.
Hochdruckgebiet 111.
Hochtäler, kalte Winter 33.
Höhenformel 88.
Höhenmessung 88.
Höhenstufe 89.
Holzhueter 163.
Horizontalkreis 155.
Hörweite des Donners 143.
— in der Nacht 144.
Howard 52.
von Humboldt 23.
Hutton 71.
Hygrometer 29.

Indischer Ozean, Windströmungen 105.
Innsbruck, Temperatur 171.
— Temperaturschwankung 14.
Inversion, siehe Temperaturumkehrung.
Inversionsschicht, obere 42.
Irisierende Wolken 158.
Island, Luftdruckschwankungen 90. 138.
Isländisches Minimum 138.
Isobaren 92. 110.
Isobronten 146.
Isothermen 23.
Isotherme Schicht, obere 42.

Jahresmittel, Berechnung 15.
Jährlicher Gang
— der Bewölkung 65.
— der Feuchtigkeit 30.
— des Luftdrucks 91.
— der Niederschläge 80.
— der Temperatur 17. 38.
Jahreszeiten 15.
Junikälte 22.

Kalme 93.
Kalmengürtel 103. 106.
Kälterückfälle 20.
— im Mai 21. 134.
— im Juni 22.
Karlsruhe, Temperatur 171.
Kärnten, Inversion 35.
— Hagelfälle 76.
Kassel, Temperatur 171.
Kaßner 74. 164.
Katharinenburg, Niederschlag 173.
Kathodenstrahlen 153.
Kondensation
— durch Abkühlung 44.
— durch Ausdehnung 61.
— durch Mischung 47.
Kondensationskerne 44.
Konvektion 31.
Kopenhagen, Niederschlag 173.
Krakatau 158.

Kränze um Sonne und Mond 50. 54. 156.
Krimpen des Windes 125.
Kugelblitz 140.
Kumuli, pilzförmige 62.
Kumuluskappen 63.
Kumulus siehe Cumulus.

Lämmerwolken 52.
Landregen 83.
Landwind 100.
Leeseite 82.
Leverrier 108.
Lindenberg, Luftströmungen 96.
— Windgeschwindigkeit 97.
Linienblitz 140.
Linke 60.
Linné 5.
Lissabon, Niederschlag 173.
Lowitz 156.
Luft, Durchsichtigkeit 32.
— Erwärmung 31.
Luftdruck 86.
— in der Höhe 90.
— jährlicher Gang 91.
— Reduktion 87. 89.
— Schwankungen 90. 138.
— täglicher Gang 91.
— Verteilung auf der Erde 92.
Luftströme, auf- und absteigende 31.
Luftströmungen 93.
— Ablenkung 100.
— allgemeine 103.
— Entstehung 98.
— jahreszeitliche 105.
— über Norddeutschland 96.
Luftwogen 58. 60.
Luvseite 82.

Mack, K. 62.
Madrid, Niederschlag 173.
Magnetische Deklination 152.
Magnetische Stürme 152.
Magnus, Erzbischof 73.
Maifröste 21.
Malta, Bewölkung 66.
Mammato-Cumulus 56.
Marggrabowa, Temperatur 17. 171.
Maximum, barometrisches 111.
Maximumthermometer 9.
Meeresströmungen 25.
Meinardus 93.
Meteore 43. 45
Meteorologie, Begriff 1.
— und Physik 3.
— und Wettervorhersage 2.
Meteorologische Elemente 3.
Milde Winter 139.
Minimum, barometrisches 111.
— flaches 114.
Minimumthermometer 9.
Mischungsnebel 47.
Monatsmittel, Berechnung 16.
Mondkranz 156.
Mondregenbogen 166.
Mondring 154.
Mond und Wetter 137.
Monsunwind 105.
Morgenrot 136. 160.

Nachglühen 162.
Nachtfrost, Bekämpfung 22.
— Vorhersage 46.
Neapel, Niederschlag 172.
Nebel 47. 64.
— in Antizyklonen 131.
Nebengegensonne 156.
Nebenregenbogen 163.
Nebensonne 155.
Nebensonnenring 155.
Newton 153.
Niederschlag 66.
— jährliche Periode 80.
— Schwankungen 79.
— tägliche Periode 85.
Niederschlagsmessung 70.
— auf Berggipfeln 70.
— Berechnung 78.
Niederschlagstage 78.
Niederschlagsverteilung auf der Erde 106.
— in Europa 79.
Nimbus 52. 54.
Norddeutscher Wetterdienst 111.
Norddeutschland, Luftströmungen 96.
— Regendauer 83.
Nordlicht 151.
Nordlichtkrone 151.
Nordostmonsun 105.
Nordostpassat 103.
Nordsee, Stürme 125.
Normalmittel, Niederschlag 172. 173.
— Temperatur 171.
Nürnberg, Bewölkung 66,
— Feuchtigkeit 30.

Orkan 94.
Optische Erscheinungen 153.
Ostgrönländischer Polarstrom 25.
Ostsee, Land- und Seewind 101.
— Stürme 125.
Oviedo, Niederschlag 173.

Palermo, Niederschlag 172.
Paris, Niederschlag 173.
— Temperatur 17. 171.
Pascal 88.
Passatwinde 103.
Perier 88.
Perlschnurblitz 140.
Pernter 157. 158. 162. 165.
Perpignan, Niederschlag 173.
Petersburg, Niederschlag 173.

Photographie von Blitzen 140.
— von Wolken 159.
Pilotballon 38.
Platzregen 83. 84.
Plinius 22.
Polarbanden 52.
Polarlicht 151.
Polarstrom, ostgrönländischer 25.
Posen, Niederschlag 172.
Potsdam, Eisregen 69.
— Sonnen- und Mondringe 154.
— Wolkenbeobachtungen 56. 57. 58. 63.
Psychrometer 28.
Purpurlicht 1. 161. 162.

Quecksilberthermometer 6.
de Quervain 51.

Ratibor, Temperatur 171.
Rauhfrost 48.
Rauhreif 48.
Réaumur 6.
Rechtsdrehung des Windes 121.
Reduktion des Luftdrucks auf 0° 87.
— den Meeresspiegel 89.
Reflexion 143. 159.
Regen, Bildung 71.
— Tropfengröße 67.
Regenböe 84.
Regenbogen 162.
Regendichte 83.
Regenfälle, Ausbreitung 85.
— Dauer 83.
Regenmesser 69.
Regenschatten der Gebirge 82.
Regenschauer 84.
Regentropfen, Gewicht 66.
— Größe 64.
Regenwolke 52. 54. 63. 65.
Registrierballon 36.
Reichswetterdienst 111.
Reif 45.
Relative Feuchtigkeit 28. 30.
Rieselregen 67.
Riesengebirge, Föhn 127.
Ring, Bishopscher 158. 162.
Ringe um Sonne und Mond 50. 52. 154.
Robinsons Anemometer 95.
Rom, Bewölkung 66.
— Niederschlag 172.
Rona 84.
Roßbreiten, Windstillen 103.
Rosenkranzblitz 140.
Rothesay, Niederschlag 173.

Salzteilchen in der Luft 44.
San Fernando, Niederschlag 173.
Sättigungspunkt 44. 45.
Schadenblitze 141.
Schäfchenwolken 52.
Schalenkreuzanemometer 95.
Schall, Hörweite 143. 144.
— totale Reflexion 142.
Schallschatten 143.
Schichtenbildung in der Atmosphäre 41.
Schichtwolke 52. 54. 65.
Schirokko 126.
Schmelzwärme des Eises 27.
Schnee 72.
Schneedecke 74.
Schneefall und Temperatur 74.
Schneekoppe, Elmsfeuer 149.
— Temperatur 171.
Schneekristalle 73.
Schneestürme 122.
Schwarz 149.
Schwarzkugelthermometer 13.
Schweben der Wolken 51.
Schwefelregen 68.
Schwüle 31.
Seathwaite, Niederschlag 173.
Seenebel 47.
Seewarte 109. 124. 135.
Seewind 101.
Sekundäre Regenbogen 165.
Six 9.
Sommernächte 16.
Sommerregen 80.
Sommertage 16.
Sonnblick, Elmsfeuer 150.
— Graupeln 75.
Sonnenflecken und Polarlicht 153.
Sonnenkranz 156.
Sonnenring 154.
Sonnenstrahlung 11.
Spannkraft des Dampfes 27.
Spätfrost 13. 21.
Spektrum 153.
Stade 49.
Stadttemperaturen 7 17.
Stärke des Windes 94.
— und Geschwindigkeit 96.
Staubböe 148.
Staubregenfall 68.
Staubteilchen in der Luft 32. 44. 158. 162.
Steiermark, Hagelfälle 76.
Steigen des Nebels 48.
Stickstoffatmosphäre 43.
Stiller Ozean, Luftströmungen 103.
Stonyhurst, Niederschlag 173.
Störmer 152.
Strahlungsnebel 47.
Strahlungstemperatur 13.
Strahlungstypus 134.
Strahlung und Temperatur 14.
Strato-Cumulus 54. 59.
Stratosphäre 42.

Stratus 52. 54 58.
Sturmball 124.
Stürme an der Küste 125.
— magnetische 152.
Sturmfluten 122.
Sturmgewitter 147.
Sturmwarnung 124.
Stuttgart, Niederschlag 172.
Styrkisholm, Luftdruck 90. 91.
— Niederschlag 173.
Subtropen, Windstillen 103.
Südostpassat 103. 106.
Südpolarexpedition, deutsche 93.
Südwestmonsun 105.
Süring 36. 41.

Tagesmittel, Berechnung 15.
Täglicher Gang (Periode)
— der Bewölkung 65.
— der Feuchtigkeit 29.
— des Luftdrucks 91.
— des Niederschlags 85.
— der Temperatur 10.
— der Windgeschwindigkeit 97.
Talwind 102.
Tau 45.
Taupunkt 45. 46.
Taupunktstafel 168.
Teilminimum 123.
Teisserenc de Bort 42. 105.
Temperatur der freien Atmosphäre 38.
— der höheren Luftschichten 31.
— der unteren Luftschichten 5.
— höchste und tiefste 20.
— im Schatten 8.
— in der Sonne 5. 8.
— jährlicher Gang 17.
— normale Mittel 17. 171.
— Tagesmittel 19.
Temperatur, täglicher Gang 10. 13.
— und Bewölkung 14.
— und Feuchtigkeit 30.
— und Meeresströme 25.
— und Schneefall 74.
— Verteilung auf der Erde 23.
Temperaturabnahme im Gebirge 33.
— in der freien Atmosphäre 39.
Temperaturänderungen, adiabatische 31.
Temperaturgradient 34.
Temperaturmittel, normale 17. 18. 171.
— der Breitegrade 24.
Temperaturinversion oder -umkehr im Gebirge 34.
— in Antizyklonen 131.
— in der freien Atmosphäre 40.
— und Föhn 128.
— und Schall 144.
— ungewöhnliche 35. 41.
Teneriffa, Küstenwinde 101.
Thermische Anomalie 25.
Thermometer 5.
— von Six 9.
Thüringer Wald, Gradient 34. 35.
— Inversion 35.
Tissandier 101.
Torrizelli 86. 88.
Torrizellischer Raum 27.
Totale Reflexion 143.
Trier, Niederschlag 172.
Trieft, Niederschlag 172.
Tropentage 16.
Tropfengröße des Regens 67.
— in Wolken 50. 157.
— und Regenbogen 165.
Tropische Regen 84. 106.
Troposphäre 42.
Trübe Tage 65.
Überhitzung der Luft 147.
Überkaltete Tropfen 48. 51. 68.
Überkaltetes Wasser 45. 146.
Übernormale Winde 137.
Übersättigung 45.
Ungarn, Bewölkung 66.
Ungewitter, magnetische 152.
Unternormale Winde 137.
Upsala, Niederschlag 173.

Verdampfung 26.
Verdampfungswärme des Wassers 27.
Viviani 86.

Wagner, A. 38.
Waldenburg, Eisansatz 69.
Wärmegewitter 147.
Wärmeleitung 6.
— des Schnees 74.
Wärmerückfälle 20.
— im September 22.
Wärmestrahlung 6.
Wärmeströmung 31.
Wasserdampf, Druck und Gewicht 167.
— Eigenschaften 26.
— Menge in der Höhe 51.
Wassergehalt der Wolken 51.
Wasserstoffatmosphäre 43.
Wasserwert, spezifischer 74.
Wasserwolken 50.
Wegener, A. 43.
Weingeistthermometer 6.
Weißer Regenbogen 166.
Wellenfläche 165.
Wetter 107.
— und Barometer 107.
— und Mond 137.
Wetterdienst 2. 111.
Wetterkarte 110.
Wetterleuchten 143.
Wetterregeln 2. 107.
Wettertelegramm 109.
Wettertelegraphie 108.

Wettertypen 133.
Wettervorherſage 2. 135.
— erſte barometriſche 107.
Wetterzeichen 136.
Wien, höchſte und tiefſte Temperaturen 20.
— Luftdruck 91.
— Niederſchlag 172.
— Temperatur 17. 171.
Wind 93.
— über- und unternormaler 137.
— und Wetter 107.
Winddrehung 96. 120.
Windfahne 93.
Windgeſchwindigkeit 95.
— in der Höhe 97.
— täglicher Gang 97.
Windgeſetz, bariſches 113.
Windrichtung 93.
Windſtärke 94.
Wintergewitter 145.
Winternächte 16.
Winterregen 80.
Witterung aufeinanderfolgender Jahreszeiten 139.
— Erhaltungstendenz 137.
— in Antizyklonen 131.
— in Zyklonen 119. 131.
Wogenbildung, experimentelle 60.
Wogenwolken 58. 59.
— und Barometer 60.
— und Wetter 136.
Wolken 50.
— irisierende 158.
Wolkenbeobachtungen 63.
Wolkenbildung 58. 60.
Wolkenbruch 84.
Wolkenelemente 51.
Wolkenetagen 57.
Wolkenformen 51.
Wolkengeſchwindigkeit 57.
Wolkenhöhe 56.
Wolkenphotographie 159.
Wolkenſpiegel 63.
Wolkenzug 65.

Zirruswolken und Wetter 135.
Zugſtraßen der Minima 121.
Zyklonale Gebirgswinde 125.
Zyklone 111. 113.
— und Gewitter 147.
— Witterung 130.

Druck von B. G. Teubner in Leipzig.

Verlag von B. G. Teubner in Leipzig und Berlin

Populäre Astrophysik

Von Dr. **J. Scheiner**
Professor an der Universität Berlin

Mit 30 Tafeln und 210 Figuren. 2., ergänzte Auflage. 1912.
In Leinwand geb. ℳ 14.—

Will den zahlreichen Gebildeten, denen der erweiterte Blick ins Weltall als einer der schönsten und reinsten Genüsse erscheint, als Führer in das Gebiet der physikalischen Erforschung der Himmelskörper dienen. Zahlreiche Reproduktionen von photographischen Himmelsaufnahmen gewähren hierbei eine bessere Anschauung von den verschiedenartigen Welten, als die direkte Beobachtung im Fernrohr dem ungeübten Beobachter zu liefern vermag.

„Daß es gerade Scheiner, einer unserer besten und erfolgreichsten Astrophysiker ist, der sich entschließt, die bestehende Lücke durch ein eingehendes Lehrbuch der Astrophysik auszufüllen, ist ganz besonders zu begrüßen. Er schließt in seinem Buche zunächst alle Fragen aus, die rein astronomischer Natur sind, d. h. die sich mit dem Bewegungsproblem befassen. Astronomische Fragen, welche nur zum Teil in das Gebiet der Astrophysik schlagen, werden nur so weit behandelt, als es zum Verständnis des weiteren rein astrophysikalischen Themas notwendig ist. Dadurch war ein weiter Raum für alle einschlägigen Aufgaben gewonnen, und diese konnten dafür um so eingehender behandelt werden. Trotzdem einige mathematische Vorkenntnisse verlangt werden, merkt man dem Buche doch an, daß der Verfasser lieber mit Worten als mit Formeln erklären will. Dieses Bestreben wird sehr unterstützt durch den klaren und präzisen Stil. Und dadurch ist das Buch zum mindesten für den Laien zu einem Kompendium der Astrophysik geworden. Sehr unterstützt wird der Text durch ein passend gewähltes und vorzüglich ausgeführtes Illustrationsmaterial." (Deutsche Literaturzeitung.)

Lehrbuch der Physik

Zum Gebrauch beim Unterricht, bei akademischen Vorlesungen und zum Selbststudium.

Von **E. Grimsehl**
Direktor der Oberrealschule auf der Uhlenhorst in Hamburg.

2., vermehrte und verbesserte Auflage. Mit 1296 Figuren, 2 farbigen Tafeln und einem Anhange, enthaltend Tabellen physikalischer Konstanten und Zahlentabellen. 1912. Geh. ℳ 15.—, in Leinw. geb. ℳ 16.—

„... Jeder, der die zweite Auflage mit der ersten vergleicht, wird dem Verfasser Dank wissen, daß er sich dieser großen Arbeit unterzogen hat, die sich schon äußerlich danach abschätzen läßt, daß das Buch über 200 Seiten stärker geworden ist. Eine ganze Reihe von physikalischen Apparaten, die eine wertvolle Bereicherung des Unterrichts bedeuten, sind inzwischen wieder von Professor Grimsehl neu konstruiert worden und treten in diesem Buche zum erstenmal an die Öffentlichkeit. Die Art der Darstellung hat insofern eine Änderung erfahren, als elementare Abteilungen vielfach in Wegfall gekommen sind und dafür von Differential- und Integralrechnung reichlicher Gebrauch gemacht wird. Das Buch hat dadurch entschieden noch gewonnen. Trotz der Benutzung dieser Rechnungsarten kann außer dem Fachmann und dem Studenten auch der gebildete Laie mit Vorteil das Buch in die Hand nehmen, wenn er in das Wesen physikalischer Forschung und Lehre eindringen will...."
(Hamburger Nachrichten.)

Verlag von B. G. Teubner in Leipzig und Berlin

„Naturwissenschaftliche Vorträge und Schriften".
Herausgegeben von der **BERLINER URANIA.** In zwanglosen Heften.

Über das System der Fixsterne.

Von Professor Dr. K. Schwarzschild, Direktor des Astrophysikalischen Observatoriums bei Potsdam. Mit 13 Figuren. 1909. *M* 1.—

„... Der Verfasser macht uns zunächst mit dem unentbehrlichen Werkzeug des Astronomen, dem Fernrohr, vertraut, erörtert dann, ausgehend von den immerhin erstaunlichen Einsichten eines Philosophen der zu Unrecht viel geschmähten Aufklärung, wie wir heute Entstehung und Entwickelung des Planetensystems zu begreifen suchen, und belehrt uns zum Schluß über die Vorstellbarkeit und Ausdehnung des Universums. Den größten Raum aber nimmt die nach Form und Inhalt gleich gediegene und anziehende Abhandlung ein, der die Schrift ihren Titel verdankt..." (Berliner Tageblatt.)

Physikalisches über Raum und Zeit.

Von Emil Cohn in Straßburg i. E. 1911. *M* —.60.

„... Jeder, der sich für die modernsten und revolutionärsten Theorien der Physik interessiert, wird die kleine Schrift mit Nutzen lesen." (Augsburger Postzeitung.)

Die irdischen Energieschätze und ihre Verwertung.

Von **Hermann Scholl**, a. o. Professor an der Universität Leipzig. 1912. *M* —.60.

Die Schrift bespricht die Ergiebigkeit der uns auf der Erde zur Verfügung stehenden Energiequellen. Nur allzu schnell werden die kostbaren Kohlenschätze verschwinden, es werden daher in größerem Maße als bisher andere Energiequellen zu Hilfe zu ziehen sein. Wir sind in letzter Linie angewiesen auf den gewaltigen Energiereichtum, den uns die Sonne fort und fort zustrahlt. Die rationelle Umwandlung dieses Schatzes in handliche Energieformen darf man daher wohl als das wichtigste naturwissenschaftlich-technische Problem der Zukunft bezeichnen.

Mathematische Bibliothek

Gemeinverständliche Darstellungen aus der Elementar-Mathematik für Schule und Leben.

Unter Mitwirkung von Fachgenossen herausgegeben von

Dr. **W. Lietzmann**, Oberlehrer an der Oberrealschule zu Barmen — und — Dr. **A. Witting**, Professor am Gymnasium zum Heiligen Kreuz zu Dresden

In Kleinoktavbändchen. Kartoniert je *M* —.80.

Die Sammlung bezweckt, allen denen, die Interesse an der Mathematik im weitesten Sinne des Wortes haben, es in angenehmer Form zu ermöglichen, sich über das gemeinhin in den Schulen Gebotene hinaus zu belehren und zu unterrichten. Die Bändchen geben also teils eine Vertiefung und eingehendere Bearbeitung solcher elementarer Probleme, die allgemeinere kulturelle Bedeutung oder besonderes mathematisches Gewicht haben, teils sollen sie Dinge behandeln, die den Leser — ohne zu große Anforderungen an seine mathematischen Kenntnisse zu stellen — in neue Gebiete der Mathematik einführen.

Zunächst sind erschienen:

1. **E. Löffler**, Ziffern und Ziffernsysteme der Kulturvölker in alter und neuer Zeit.
2. **H. Wieleitner**, der Begriff der Zahl in seiner logischen und historischen Entwicklung. Mit 10 Figuren.
3. **W. Lietzmann**, der pythagoreische Lehrsatz mit einem Ausblick auf das Fermatsche Problem. Mit 44 Figuren.
4. **O. Meißner**, Wahrscheinlichkeitsrechnung nebst Anwendungen. Mit 6 Figuren.

Verlag von B. G. Teubner in Leipzig und Berlin

Wertvolle Jugendschriften

Deutsches Märchenbuch. Von Prof. Dr. Oskar Dähnhardt. 2. Aufl. Mit vielen Zeichnungen und farbigen Originallithographien von E. Kuithan und K. Mühlmeister. 2 Bände. Geb. je M. 2.20.

Schwänke aus aller Welt. Herausg. von Prof. Dr. Oskar Dähnhardt. Mit 52 Original-Abbild. von A. Kolb. Geb. M. 3.—

Naturgeschichtliche Volksmärchen. Von Prof. Dr. Oskar Dähnhardt. 2 Bände. 3. Auflage. Mit Zeichnungen von O. Schwindrazheim. Geb. je . . . . . M. 2.40.

Unsere Jungs. Von F. Gansberg und H. Eildermann. Geschichten für Stadtkinder. 2. Auflage. Geb. . . . . M. 1.50.

Deutsche Heldensagen. Von K. H. Keck. 2. Auflage von Dr. B. Busse. Mit Künstler-Steinzeichnungen von R. Engels. 2 Bände. Geb. je . . . . . M. 3.—

Karl Kraepelins Naturstudien (mit Zeichnungen von O. Schwindrazheim).

Im Hause (4. Auflage. Geb. M. 3.20); im Garten (3. Auflage. Geb. M. 3.60); in Wald und Feld (3. Auflage. Geb. M. 3.60); in der Sommerfrische (Reiseplaudereien. 2. Auflage. Geb. M. 3.60); in fernen Zonen (Plaudereien in der Dämmerstunde. Geb. M. 3.60); Volksausgabe (Vom Hamburger Jugendschriften-Ausschuß ausgewählt. 2. Auflage. Geb. M. 1.—).

Streifzüge durch Wald und Flur. Eine Anleitung zur Beobachtung der heimischen Natur in Monatsbildern. Von Prof. Bernh. Landsberg. 4. Auflage. Mit 83 Abbild. Geb. M. 5.—

Naturgeschichte für die Großstadt. Von W. Pfalz. 2 Teile.

I. Teil: Tiere und Pflanzen der Straßen, Plätze, Anlagen, Gärten und Wohnungen. Mit 50 Zeichnungen. Geb. . . . . M. 3.—

II. Teil: Aquarium und Terrarium, Pflanzen der Gärten, Wohnungen, Anlagen und des Palmenhauses. Mit 54 Zeichnungen. Geb. . . M. 3—

Hinaus in die Ferne! Zwei Wanderfahrten deutscher Jungen, erzählt von Dr. E. Neuendorff. Mit Buchschmuck von K. Mühlmeister. Geb. . . . . M. 3.20

Natur-Paradoxe. Von Dr. C. Schäffer. 2. Auflage. Mit 3 Tafeln und 79 Abbildungen. Geb. . . . . M. 3.—

Der kleine Geometer. Von G. C. und W. H. Young. Deutsch von S. und F. Bernstein. Mit 127 Abbildungen. Geb. M. 3.—

Mathematische Experimentiermappe für den geometrischen Anfangsunterricht. Von G. Noodt. 9 Tafeln mit vorgezeichneten Figuren mathematischer Modelle, Werkzeug und Material zur Herstellung sowie erläuternder Leitfaden. In Karton . . . M. 4.—

Das Feuerzeug. Von Ch. M. Tidy. Nach dem engl. Original bearbeitet von P. Pfannenschmidt. Mit 40 Fig. Geb. M. 2.—

Verlag von B. G. Teubner in Leipzig und Berlin

Aus Natur und Geisteswelt

Sammlung wissenschaftlich-gemeinverständlicher Darstellungen aus allen Gebieten des Wissens. Jeder Band ist in sich abgeschlossen und einzeln käuflich.

Jeder Band geheftet M. 1.—, in Leinwand gebunden M. 1.25

In erschöpfender und allgemein-verständlicher Behandlung werden in abgeschlossenen Bänden auf wissenschaftlicher Grundlage ruhende Darstellungen wichtiger Gebiete in planvoller Beschränkung aus allen Zweigen des Wissens geboten, die von allgemeinem Interesse sind und dauernden Nutzen gewähren.

Aus dem Bereich der Naturwissenschaft und Technik erschienen u. a.:

Am sausenden Webstuhl der Zeit. Von Prof. Dr. W. Launhardt. 3. Aufl. Mit 16 Abb. (Bd. 23.)

Dampf und Dampfmaschine. Von Prof. R. Vater. 2. Aufl. Mit 45 Abb. (Bd. 63.)

Das Automobil. Eine Einführung in Bau und Betrieb des modernen Kraftwagens. Von Ing. K. Blau. 2. Aufl. Mit 83 Abb. (Bd. 166.)

Grundlagen der Elektrotechnik. Von Dr. R. Blochmann. Mit 128 Abb. (Bd. 168.)

Die Telegraphen- und Fernsprechtechnik in ihrer Entwicklung. Von Telegrapheninspektor H. Brick. Mit 58 Abb. (Bd. 235.)

Drähte und Kabel, ihre Anfertigung und Anwendung in der Elektrotechnik. Von Telegrapheninspektor H. Brick. Mit 43 Abb. (Bd. 285.)

Die Funkentelegraphie. Von Oberpostpraktikant H. Thurn. Mit 53 Illustr. (Bd. 167.)

Nautik. Von Dir. Dr. J. Möller. Mit 58 Fig. (Bd. 255.)

Einführung in die chemische Wissenschaft. Von Prof. Dr. W. Löb. Mit 16 Fig. (Bd. 264.)

Die Grundbegriffe der modernen Naturlehre. Von Prof. Dr. F. Auerbach. 3. Aufl. Mit 79 Fig. (Bd. 40.)

Die Lehre von der Energie. Von Dr. A. Stein. Mit 13 Fig. (Bd. 257.)

Moleküle — Atome — Weltäther. Von Prof. Dr. G. Mie. 3. Aufl. Mit 27 Fig. (Bd. 58.)

Die Lehre von der Wärme. Von Prof. Dr. R. Börnstein. Mit 33 Abb. (Bd. 172.)

Die Kälte, ihr Wesen, ihre Erzeugung und Verwertung. Von Dr. H. Alt. Mit 45 Abb. (Bd. 311.)

Luft, Wasser, Licht und Wärme. Neun Vorträge aus dem Gebiete der Experimental-Chemie. Von Prof. Dr. R. Blochmann. 3. Aufl. Mit 115 Abb. (Bd. 5.)

Die großen Physiker und ihre Leistungen. Von Prof. Dr. F. A. Schulze. Mit 7 Abb. (Bd. 324.)

Wind und Wetter. Von Prof. Dr. L. Weber. 2. Aufl. Mit 28 Fig. u. 3 Tafeln. (Bd. 55.)

Gut und schlecht Wetter. Von Dr. R. Hennig. (Bd. 349.)

Probleme der modernen Astronomie. Von Prof. Dr. S. Oppenheim. (Bd. 355.)

Die Sonne. Von Dr. A. Krause. Mit zahlreichen Abb. (Bd. 357.)

Der Mond. Von Prof. Dr. J. Franz. Mit 31 Abb. (Bd. 90.)

Die Planeten. Von Prof. Dr. B. Peter. Mit 18 Fig. (Bd. 240.)

Arithmetik und Algebra zum Selbstunterricht. Von Prof. Dr. P. Crantz. In 2 Bdn. 2. Aufl. Mit zahlr. Fig. (Bd. 120. 205.)

Illustrierte Verzeichnisse umsonst und portofrei vom Verlag

dem Gesamtgebiete der Biologie halb plaudernd, halb belehrend zu besprechen. Der Schüler lernt die Tier- und Pflanzenformen des Meeres und Strandes kennen, aber nicht ohne vom Verfasser auch auf allgemeinere Gesichtspunkte hingelenkt zu werden. Eine Wanderung auf der Kurischen Nehrung und ein Besuch der Insel Helgoland geben Anlaß zu Gesprächen über die Vogelwelt. Im folgenden kommen der Reihe nach zur Sprache: das Plankton, Bodenfauna der Nordsee, Flora des Strandes, Flora des Meeres, eßbare wirbellose Tiere des Meeres, die Fische, Seevögel und Seesäuger.

9. Anleitung zu photographischen Naturaufnahmen. Für mittlere und reife Schüler. Von Lehrer Georg E. F. Schulz in Friedenau bei Berlin. Mit 41 photographischen Aufnahmen. M. 3.—

„Groß ist die Zahl derer, die, der Neigung gehorchend, sich dem Studium der Natur widmen, spät lernen sie oft einsehen, welch ein mächtiges Hilfs- ja Forschungsmittel für sie die Photographie ist, und mühsam versuchen sie jetzt, das Versäumte nachzuholen. Wäre ihnen in ihrer Jugend, als sich ihre Begeisterung für die Naturforschung entwickelte, ein Buch wie dieses in die Hände gegeben worden, sie hätten nicht nur Zeit und Arbeit gespart, ihr Genuß wäre auch größer, ihr Studium tiefer geworden. Manches, was der Jüngling beobachtete, wird vergessen, es wäre haften geblieben im photographischen Bilde, so ihm und anderen Genuß und Nutzen bringend. Die Naturwissenschaft braucht die Photographie, darum lernt photographieren, ihr jüngsten Jünger der Wissenschaft, ergreift und benutzt das Buch von Schulz, es wird euch mehr nützen, als ihr glaubt, denn ihr habt damit nicht nur eine vergnügliche Technik, sondern auch eine Forschungsmethode gewonnen." **(Apollo.)**

10. Die Luftschiffahrt. Für reife Schüler. Von Privatdoz. Dr. R. Nimführ in Wien. Mit 99 Figuren. M. 3.—

Habt Ihr, jungen Freunde, nicht alle bewundernd und erstaunt in die Lüfte geschaut, als Ihr zum erstenmal ein lenkbares Luftschiff oder eine Flugmaschine kreisen sahr? Wohl mancher von Euch wird sich einfach mit der Tatsache abgefunden haben, daß der Riesenballon schwebt und die Flugmaschine wie ein Vogel dahingleitet; mancher aber auch wird nachdenklich geworden sein und sich die Frage „Wie ist das möglich" vorgelegt haben. — Auf diese Frage gibt unser Büchlein vortrefflich Antwort! — Aufbauend auf den einfachsten und bekannten Gesetzen des Falles und Schwebens führt uns der Verfasser von Stufe zu Stufe vom primitivsten Fesselballon bis zum modernsten lenkbaren Riesenluftschiff und Flugapparat, die dem kleinsten Druck ihres Führers gehorchen. Klar und deutlich wird an der Hand eines leicht verständlichen Textes und zahlreicher Abbildungen gezeigt, daß alles nach den Gesetzen der Mechanik und Physik, daß alles mit rechten Dingen zugeht, ja sogar so sein muß. Nehmt das Buch zur Hand und studiert; das Interesse an der Luftschiffahrt wird erwachen und wach gehalten werden durch das Verständnis ihrer Ursachen. Wer weiß, ob nicht unter Euch ein zukünftiger Pilot sich befindet!

11. Vom Einbaum zum Linienschiff. Von Ingenieur K. Radunz in Kiel. Für mittlere und reife Schüler. Mit 90 Abbildungen. M. 3.—

Diese Streifzüge sollen Dich in zwangloser Weise mit dem weiten Gebiet der Schiffahrt und des Schiffbaues bekannt machen, sodann die etwa an Ort und Stelle, an der Wasserkante, gewonnenen Eindrücke vertiefen.

Im Geiste führt uns der Verfasser in das emsige Getriebe der Schiffswerften, in das schiffahrtliche und schiffbauliche Leben und Treiben an den großen Seeplätzen, das zu schauen vielleicht der eine oder andere Leser flüchtig Gelegenheit gehabt hat. Wir erfahren alles Wissenswerte über die Entstehung, den Bau und die Einrichtung unserer modernen Linienschiffe und Ozeandampfer, ihre umfangreichen maschinellen Anlagen, die mannigfaltige Verwendung der Elektrizität im Dienste der Schiffahrt u. dgl. Wir lernen eingehend die Stätten kennen, wo fleißige Arbeit, unterstützt durch alle Hilfsmittel und Arbeitsmethoden der heutigen Technik, diese Werke der Schiffbaukunst gestaltet. Wir erfahren aber auch, wie die Technik im Seekampf mit den raffiniertesten Mitteln ebenso gewaltig zerstört, wie sie vorher aufbaute. Ein abgeschlossenes Bild von der Entwicklung des Ganzen erhält der Leser durch die bei den primitivsten Anfängen des Seewesens einsetzende Betrachtung des geschichtlich Gewordenen, wodurch das Verständnis und das Interesse für das heute Erreichte wesentlich erhöht wird.

12. Vegetationsschilderungen. Von Prof. Dr. P. Gräbner in Berlin. Für mittlere und reife Schüler. Mit 40 Abbildungen. M. 3.—

Selbst sehen, selbst beobachten können ist eine für das ganze Leben unschätzbare Fähigkeit, die leider nur wenige Menschen besitzen. Kaum ein Gebiet bietet dazu soviel Gelegenheit wie die Botanik. Was in Wald und Feld, was am Anger und Damm wächst, sind lebende Wesen, die ihre Eigenart angepaßt haben der Eigenart ihres Standortes. Ihre Blüten bringen neue Früchte, wenn die Möglichkeit oder Sicherheit der Bestäubung usw. gegeben ist, die Erhaltung der Art hängt also von diesen wichtigen Dingen ab. Die Natur hat Tausende von Anpassungen an alle Eigenarten des Standortes, der Klimate, der Fauna usw. geschaffen, um den Pflanzen im Kampf ums Dasein die Lebensmöglichkeit zu geben. Eine Einführung zur Selbstbeobachtung dieser Dinge zu geben ist der Zweck des Bändchens.

13. An der Werkbank. Von Prof. E. Gscheidlen in Mannheim. Für mittlere und reife Schüler. Mit 10 Abbildungen und 44 Tafeln. M. 4.—

Das Buch will allen, die Lust für praktische Betätigung haben, mit Rat zur Seite stehen, ihnen helfen, über die hauptsächlichsten technischen Schwierigkeiten hinwegzukommen und ihnen Anregungen über die anzufertigenden Apparate geben. Es enthält somit die Kapitel: Werkstatt, Werkzeug, Material, Beschaffung und Bearbeitung des Materials und sodann eine Anleitung zum Herstellen einer größeren Anzahl physikalischer Apparate. Bei den Entwürfen zu diesen Apparaten, die fast alle in natürlicher Größe gezeichnet sind, wurde mit Absicht der Versuch gemacht, unserer Jugend das Verständnis für neuzeitliche Maschinenformen zu erschließen. Der bildende Wert dieser praktischen Tätigkeit kann sich nur dann entfalten, wenn man mit den einfachsten Mitteln und unter Verwendung von zufällig im Haushalt vorhandenen Teilen seine Apparate baut, dem Schüler möglichst viel Freiheit und Selbständigkeit läßt, schon um eine technische Frage nach allen Richtungen durchzudenken.

14. u. 15. Chemisches Experimentierbuch. Von Prof. Dr. Karl Scheid in Freiburg i. B. In 2 Teilen. I. Teil. Für mittlere u. reife Schüler. 3. Auflage. Mit 77 Abbildungen. M. 3.— [II. Teil: Oberstufe. In Vorb.]

Bereits in 3. Auflage hat sich Scheids chemisches Experimentierbuch schon tausende dankbarer Freunde erworben. In meisterhafter Weise leitet

YC 10852

der Verfasser zum Experimentieren mit „alltäglichen" Dingen, wie Soda, Kalk, Seife, Essig, Wasser, Kohlensäure, Sand usw. an und bietet damit eine Menge chemischer Tatsachen und Naturgesetze, aber auch einen Einblick in die Quellen des Volkswohlstandes und in das Sein und Werden der Naturkörper. Nicht Salonzauberkunst, sondern ernste Wissenschaft in heiterem Gewande. Bei der Auswahl der Chemikalien wurde stets auf den Preis Rücksicht genommen, so daß es jedem Schüler, der mit dem Buche erfreut wird, auch möglich ist, die Experimente auszuführen.

16. Unsere Frühlingspflanzen. Anleitung zur Beobachtung und zum Sammeln unserer Frühlingsgewächse. Für mittl. Schulen. Mit 76 Abb. M. 3.–

Das Buch gibt eine leichtverständliche, anregende Einführung in das so anziehende Studium der Frühlingspflanzen. Neben dem Bestimmen der im Vorfrühling und Frühlung blühenden Gewächse legt Verfasser den Haupt[illegible] zuerst vorwiegen[illegible] jahre anle[illegible] Im Vorfrü[illegible] erscheinen [illegible] kommt, wi[illegible]

Aus dem [illegible] in Emmerich [illegible]

In di[illegible] meer besc[illegible] täglich be[illegible] formen, d[illegible] und Mon[illegible] sich eine [illegible] freien At[illegible] peraturv[illegible] rologische[illegible] Meteorol[illegible] verständlich. Die Darstellung ist [illegible]

283910

Sassenfeld

UNIVERSITY OF CALIFORNIA LIBRARY

Unter der Presse bzw. in Vorbereitung befinden sich:

Geographisches Wanderbuch. Von Privatdozent Dr. Alfred Berg in Charlottenburg.
Das Leben in Teich und Fluß. Von Prof. Dr. Reinhold von Hanstein in Berlin-Groß-Lichterfelde.
Schmetterlingsbuch. Von Oberstudienrat Prof. Dr. L. Lampert in Stuttgart.
Chemie und Großindustrie. Von Prof. Dr. E. Löwenhardt in Halle a. S.
Große Ingenieure. Von Privatdozent C. Matschoß in Berlin.
Große Chemiker. Von Prof. Dr. O. Ohmann in Berlin.
Biologisches Experimentierbuch. Von Oberlehrer Dr. C. Schäffer in Hamburg.
Große Erfindungen und Entdeckungen. Von Prof. Dr. K. Schreber in Greifswald. In 2 Bänden.
Insektenbiologie. Von Oberlehrer Dr. Chr. Schröder in Berlin.
Körper- und Geistespflege. Von Dr. med. Siebert in München.
Das Leben unserer Vögel. Von Dr. Johann Thienemann, Kustos am zoologischen Museum der Universität Königsberg und Leiter der Vogelwarte Rositten.
Aquarium und Terrarium. Von Prof. Dr. F. Urban in Plan.

Ferner sind in Aussicht genommen:

Große Biologen — [illegible] **[illegible]otechnisches Experimentierbuch.**